BULLETIN du MUSÉUM NATIONAL d'HISTOIRE NATURELLE

PUBLICATION BIMESTRIELLE

sciences de la terre

34

N° 214 MARS-AVRIL 1974

BULLETIN

du

MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

57, rue Cuvier, 75005 Paris

Directeur : Pr M. Vachon.

Comité directeur : Prs Y. Le Grand, C. Lévi, J. Dorst.

Rédacteur général : Dr M.-L. Bauchot.

Secrétaire de rédaction : Mme P. Dupérier.

Conseiller pour l'illustration : Dr N. Hallé.

Le *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle*, revue bimestrielle, paraît depuis 1895 et publie des travaux originaux relatifs aux diverses branches de la Science.

Les tomes 1 à 34 (1895-1928), constituant la 1re série, et les tomes 35 à 42 (1929-1970), constituant la 2e série, étaient formés de fascicules regroupant des articles divers.

A partir de 1971, le *Bulletin* 3e série est divisé en six sections (Zoologie — Botanique — Sciences de la Terre — Sciences de l'Homme — Sciences physico-chimiques — Écologie générale) et les articles paraissent, en principe, par fascicules séparés.

S'adresser :

— pour les **échanges,** à la Bibliothèque centrale du Muséum national d'Histoire naturelle, 38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris (C.C.P., Paris 9062-62) ;

— pour les **abonnements** et les **achats au numéro,** à la Librairie du Muséum 36, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris (C.C.P., Paris 17591-12 — Crédit Lyonnais, agence Y-425) ;

— pour tout ce qui concerne la **rédaction,** au Secrétariat du *Bulletin*, 57, rue Cuvier, 75005 Paris.

Abonnements pour l'année 1974

Abonnement général : France, 440 F ; Étranger, 484 F.
Zoologie : France, 340 F ; Étranger, 374 F.
Sciences de la Terre : France, 90 F ; Étranger, 99 F.
Botanique : France, 70 F ; Étranger, 77 F.
Écologie générale : France, 60 F ; Étranger, 66 F.
Sciences physico-chimiques : France, 20 F ; Étranger, 22 F.

International Standard Serial Number (ISSN) : 0027-4070.

BULLETIN DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
3e série, nº 214, mars-avril 1974, Sciences de la Terre 34

Étude géologique et métallogénique de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Relations socle-couverture. Problème des silicifications et des minéralisations barytiques [1]

par Jean-Marie Rouchy *

Résumé. — Les différents types de minéralisations de la haute vallée de l'Orb (versant septentrional de la Montagne Noire, Hérault) sont étudiés dans le cadre d'une reconstitution complète de l'histoire régionale. Ainsi, au niveau du socle paléozoïque, deux types essentiels de minéralisations sont individualisés et situés dans l'évolution structurale : les minéralisations polymétalliques complexes d'âge en partie prélhercynien et les minéralisations à sulfoantimoniures de cuivre et de plomb dominants d'âge posthercynien. Les silicifications et les accumulations barytiques (karstiques) sont pour leur part liées à l'histoire sédimentaire du Trias et contrôlées par la lithologie, la paléogéographie et dans le premier cas les déformations tectoniques successives.

Abstract. — Within the framework of the complete reconstitution of the geological and regional story of the Orb valley (Northern versant of the Montagne Noire, Hérault) the different ore deposits types have been studied. So, in the paleozoic basement complex, two principal ore deposits types have been individualized and situated in the structural evolution : in part prehercynian complex polymetallic ore deposits and posthercynian copper and lead sulphur-antimonied deposits. As for the silicifications and barite accumulations (karstic) they are bounded and controled by lithology, paleogeography and in the first case by successive tectonic deformations.

SOMMAIRE

LE SOCLE ANTÉTRIASIQUE — LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES.. 4
I. Le socle antétriasique 5
A. — Étude lithostratigraphique 5
B. — Aperçu structural 14
II. Les minéralisations du socle antétriasique 15

1. Travail réalisé au Laboratoire de Géologie appliquée (Étude des concentrations métallifères et de leur genèse) de l'Université de Paris VI (4, place Jussieu, 75005 Paris) dans le cadre d'une thèse de doctorat de spécialité soutenue le 30 mai 1973.

* *Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 61, rue de Buffon, 75005 Paris.*

A. — Les caractères principaux des minéralisations 16
B. — Hypothèses génétiques précédentes. Synthèse gîtologique 24

LA COUVERTURE TRIASIQUE 27

I. Étude lithostratigraphique du Trias 28
A. — Analyse lithostratigraphique du Trias 29
B. — Essai de caractérisation du domaine sédimentaire 38

II. Étude paléogéographique et structurale 43
A. — Étude paléogéographique 43
B. — Étude structurale 48
C. — Essai de reconstitution paléogéographique et structurale 60

SILICIFICATIONS — MINÉRALISATIONS BARYTIQUES 63

I. Caractères gîtologiques 64
A. — Répartition de la silice et de la barytine 64
B. — Synthèse gîtologique 74

II. Interprétations proposées 81
A. — Les hypothèses génétiques antérieures 81
B. — Le schéma génétique proposé 81

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 85

Références bibliographiques 90

Le secteur concerné par ce travail est situé sur le versant septentrional de la Montagne Noire. L'étude porte sur deux grands ensembles géologiques différents : d'une part les terrains paléozoïques antéhercyniens de l'extrémité orientale des Monts de l'Est de Lacaune et d'autre part les formations mésozoïques transgressives, appartenant au domaine des Causses méridionaux (Larzac, Gabriac). La haute vallée de l'Orb qui s'étend sur la partie centrale inférieure de la feuille au 1/80 000 de St-Affrique et se poursuit sur la bordure septentrionale de la feuille de Bédarieux à la même échelle, constitue le trait géographique dominant du secteur. Le but du travail est l'analyse des relations paléogéographiques, au sens large, et éventuellement géochimiques, existant entre le socle paléozoïque pour l'essentiel et sa couverture mésozoïque, plus particulièrement le Trias.

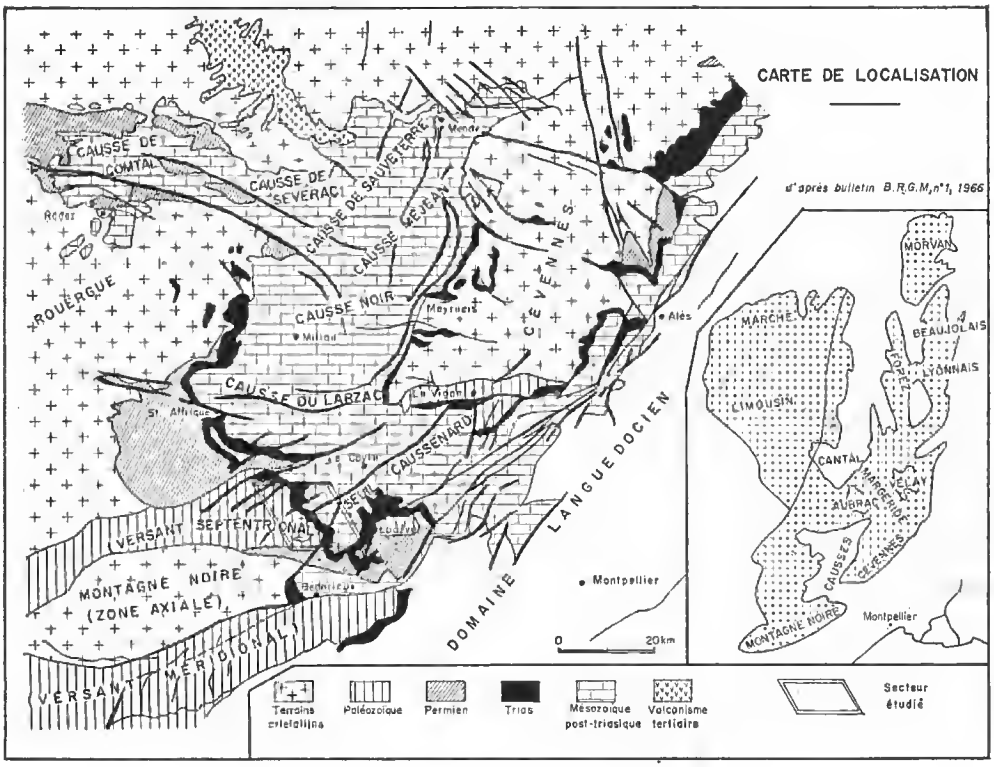


Fig. 1. — Carte de situation du domaine étudié.

LE SOCLE ANTÉTRIASIQUE — LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES

Une étude précise des caractères paléogéographiques et structuraux de la couverture triasique transgressive ne peut se concevoir sans une connaissance solide des caractéristiques de l'édifice hercynien.

L'existence de plusieurs unités structurales superposées (Avène-Mendic, Mélagues, Rocozels, Merdellou, cf. fig. 2) ne permet pas d'établir une colonne stratigraphique synthétique, d'autant plus que seuls ont été datés paléontologiquement les niveaux du Cambrien moyen (partie inférieure), uniquement représentés dans les unités de Mélagues et de Rocozels. Les puissantes formations carbonatées sous-jacentes, représentées dans les trois écailles étudiées, peuvent être rapportées au Cambrien inférieur.

Les termes infracarbonatés, constitués de pélites et de grès dans lesquels s'intercalent à divers niveaux des épisodes volcano-sédimentaires, posent des problèmes de datation : certains représentent le Cambrien inférieur, d'autres ont été rapportés à l'Antécambrien. La série gréso-pélitique superposée aux carbonates cambriens est bien représentée dans l'unité de Mélagues ; elle comprend le Cambrien moyen, le Cambrien supérieur éventuellement et une partie de l'Ordovicien. Le Silurien n'est connu que dans la zone de Murasson (située hors du périmètre étudié). Les étages dévonien et carbonifère ne sont pas représentés.

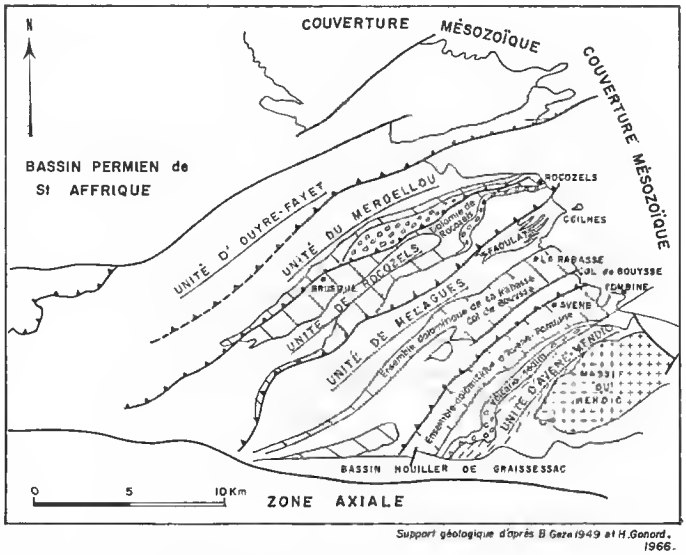


Fig. 2. — Carte de localisation des principales unités structurales du socle antétriasique (échelle 1/50.000e).

I. LE SOCLE ANTÉTRIASIQUE

A. — Étude lithostratigraphique

Les premières observations ont montré l'intérêt de comparaisons avec la succession stratigraphique du versant sud dans laquelle des subdivisions précises et détaillées ont été mises en évidence par les travaux de F. Boyer (1962), F. Boyer et R. Guiraud (1964), R. Courtessole et J. Seguier (1971), en particulier.

1. Les séries gréso-pélitiques infracarbonates
(Fig. 3)

a — *Dans l'unité de Mélagues* affleure sur une distance d'environ 900 m, avec un pendage de 60 à 80° vers le NW, une série de grès et de quartzites de teinte verdâtre, découpés par une schistosité parallèle au litage sédimentaire en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique. Un ensemble pélitique s'individualise à la base de la formation ; des passées trouées, dont les cavités décimétriques emplies de limonite représentent d'anciennes amandes carbonatées, s'intercalent dans la partie médiane de la formation ; des passées pélitiques apparaissent également au sommet.

La position verticale de ces niveaux sous les carbonates cambriens d'une part et les caractères lithologiques d'autre part permettent d'assimiler aisément cet ensemble aux grès de Marcory du versant sud, datés du Cambrien inférieur.

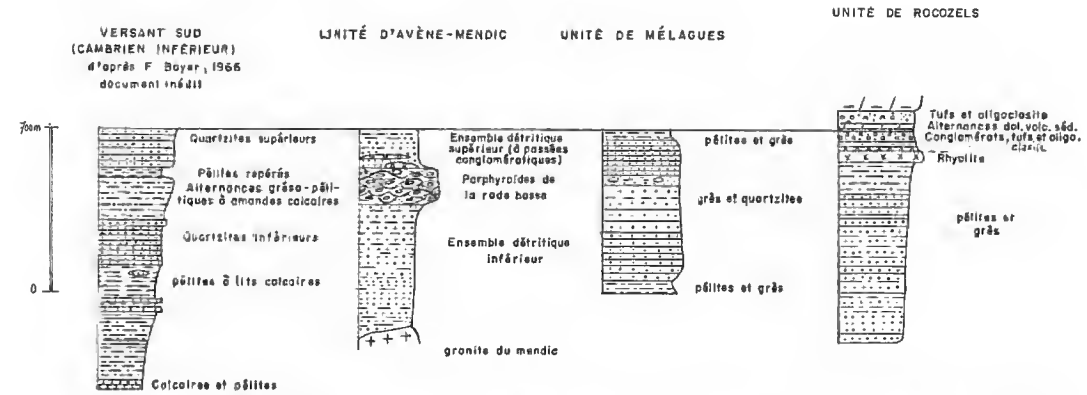


Fig. 3. — Comparaison des formations détritiques du Cambrien inférieur du versant méridional de la Montagne Noire (d'après F. Boyer) et de celles des unités de Mélagues et d'Avène-Mendic.

b — *Dans les unités encadrantes* (Avène-Mendic et Rocozels), de puissants ensembles détritiques possèdent un caractère commun : la présence d'épisodes volcano-sédimentaires ;

cependant la position verticale de ces horizons volcaniques par rapport à la base des carbonates est différente selon l'unité considérée.

Dans l'*unité de Rocozels*, le volcanisme débute immédiatement sous les carbonates (quelques niveaux volcano-sédimentaires s'intercalent même dans la partie inférieure de l'unité carbonatée) ; au-dessous existe un puissant ensemble de grès et de pélites classiquement attribué au Précambrien.

Dans l'*unité d'Avène*, un type particulier de roches (porphyroïdes), en partie volcano-sédimentaires, se place à 200 m à peine sous la base des dolomies cambriennes, ménageant ainsi la place à un terme détritique, parfois grossier (conglomératique) dont les auteurs font un Marcory d'épaisseur réduite. Les porphyroïdes reposent sur un puissant ensemble gréseux à gréso-pélitique dans lequel est encaissé le granite du Mendic. Nous allons rappeler sommairement les caractères de ces trois ensembles.

L'ensemble inférieur (800 m) est constitué de pélites micacées et de grès.

Les porphyroïdes de la Rode Basse (200 m) sont des roches à texture orientée, classiquement désignées par le vocable de « blaviérite ». Au microscope, les quartz globuleux, parfois éclatés, les feldspaths altérés, entourés de « queues » de cristallisation, sont emballés dans un fond quartzo-séricitéux à texture fluidale.

La série gréseuse supérieure est essentiellement composée de grès et d'arkoses admettant de nombreuses intercalations pélitiques. Vers la base, sa composition pétrographique, globalement identique à celle des porphyroïdes sous-jacents, atteste le remaniement indubitable de ces derniers ; de véritables passées conglomératiques sont d'ailleurs observables près du contact entre les deux formations.

c — *Problème de l'attribution stratigraphique :* Dans les deux derniers cas, la plupart des auteurs, M. Thoral l'un des premiers, interprètent les épisodes volcano-sédimentaires comme une profonde coupure stratigraphique et en font la base du Cambrien régional. Ils sont donc logiquement conduits à attribuer les deux ensembles détritiques infravolcaniques au Précambrien.

B. Gèze (1949) ne tranche pas ; plus récemment, J. P. Carron (1958), à l'échelle du secteur, pense qu'aucune discontinuité n'étant décelable, le prétendu Antécambrien paraît « au moins en partie, représenter un équivalent latéral des grès de Marcory ». Cette interprétation paraît en fait la plus logique dans l'état actuel des données.

2. Les formations carbonatées du Cambrien inférieur

Les subdivisions adoptées en ce qui concerne les deux principales bandes dolomitiques examinées, celle de l'unité d'Avène-Mendic (dolomies d'Avène-Fombine) et celle de l'unité de Mélagues (dolomies de la Rabasse) sont résumées dans la figure 4.

a — *Dans l'unité de Mélagues (les dolomies de la Rabasse — col de Bouysse) :* La série complète affleure dans le lit de l'Orb, en amont du barrage d'Avène, sur une distance voisine de 1 500 m (pendage moyen des couches : 50° NNW). En partant du bas, on observe la succession suivante :

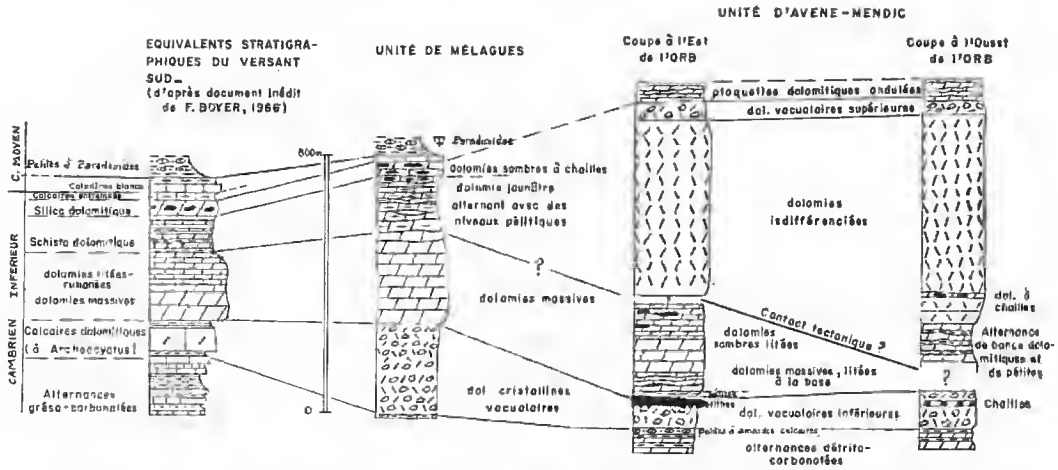


Fig. 4. — Comparaison des séries carbonatées cambriennes du versant méridional (d'après F. Boyer) et de celles des unités d'Avène-Mendic et de Mélagues (coupes levées avec F. Boyer).

Alternances gréso-carbonatées (4 à 5 m) : sur une puissance de quelques mètres seulement, on peut observer, au-dessus des derniers bancs gréseux de l'ensemble lithologique sous-jacent, quelques intercalations carbonatées au sein des niveaux gréseux de teinte claire.

Dolomies vacuolaires (250 m) : un ensemble massif de dolomies beiges, très cristallines et vacuolaires, sans litage apparent, repose sur les alternances.

Dolomies massives (250 m) : des dolomies à patine sombre, massives, sans litage net, à grain plus fin, constituent la totalité de la série ; près de Rouvignac et du col de Bouysse, l'individualisation d'un faciès panaché, que l'on ne retrouve pas ailleurs, résulte peut-être de recristallisations au voisinage de la surface antétriasique ; un niveau siliceux d'épaisseur semi-métrique s'intercale en outre au sommet de la formation.

Ensemble schisto-dolomitique (200 m) : la limite avec la formation sous-jacente n'est pas nette. Cet ensemble est composé de dolomies à patine jaunâtre, beiges à la cassure, en bancs nettement individualisés, séparés par des joints ou des niveaux pélitiques (rares dans la vallée de l'Orb, bien développés près du hameau de Corbières). Les chailles, ovoïdes ou allongées parallèlement ou obliquement à la stratification, de teinte claire et souvent de grande taille, sont abondantes. Vers le sommet de la formation, s'intercale un niveau d'aspect varvé, montrant des structures rappelant des concrétions stromatolithiques.

Dolomies à chailles (50 m) : la couleur gris sombre, bleutée, l'abondance des chailles de teinte foncée et le litage très fin sont les caractères dominants de cet ensemble (fig. 5). A la base, un niveau bréchique remanie les chailles de la formation sous-jacente ; un épisode bréchique est connu à ce niveau en certains points du versant sud. Les contournements et plissotements sont nombreux et évoquent souvent des structures stromatolithiques ou des convolutes bedding ; on observe en outre un niveau oolithique à fragments algaires ;

certaines structures pourraient être rapportées à des Oncolithes. Les bancs, riches en stylolithes, sont parfois séparés par de fins intervalles pélitiques.

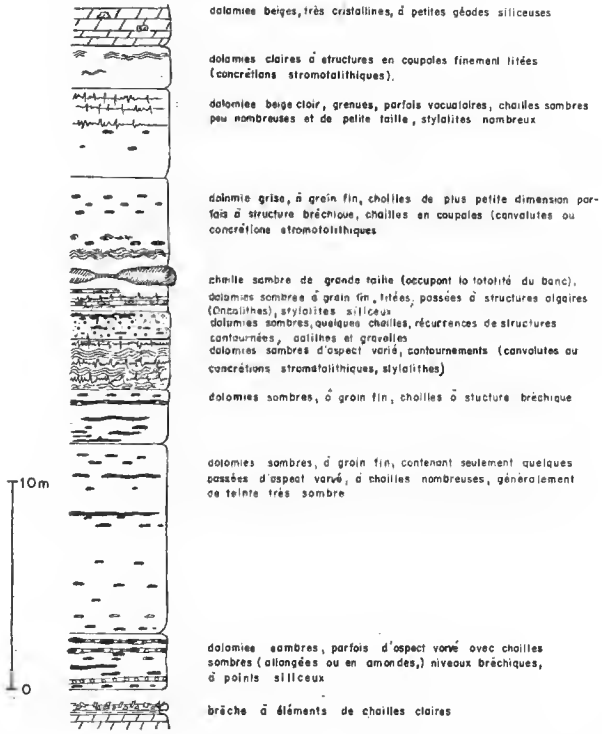


Fig. 5. — Coupe des dolomies à chailles de La Rabasse (unité de Mélagues).

Dolomies sommitales (30 m) : il s'agit d'un ensemble de dolomies rousses, beiges, très cristallines et à nombreuses géodes centimétriques de quartz.

b — *Dans l'unité d'Avène-Mendic (les dolomies d'Avène-Fombine)* (fig. 4) :

Alternances gréso-carbonatées (50 m) : Elles présentent un développement bien plus important que dans l'unité précédente ; vers leur sommet s'individualisent des niveaux de pélites à amandes calcaires.

Dolomies vacuolaires inférieures (80 m) : Il s'agit de dolomies très cristallines qui possèdent une épaisseur nettement inférieure à celle du terme équivalent de l'unité de Mélagues ; dans la partie médiane de la formation, s'individualisent deux passées à oolithes siliceuses. Entre le Coural et St-André l'Église, ces niveaux oolithiques semblent relayés latéralement par une passée de dolomies beiges très cristallines à chailles polygonales de teinte bleutée claire. Près du hameau de la Mendrerie, les deux ensembles sont séparés par un intervalle pélitique.

Dolomies sombres massives ou litées (250 m) : Elles débutent par des niveaux finement

lités d'aspect varvé, de dolomies sombres parfois noires présentant de nombreuses structures sédimentaires (brèches, contournements, plissotements) et des chailles sombres. Dans les lacets de la route de Fombine, on peut observer des dolomies sombres, en bancs centimétriques à décimétriques, laminées et contenant parfois des chailles sombres ; ce terme n'est représenté qu'à l'est de l'Orb (Avène-Vinas).

Il est important de noter que l'ensemble de ces dolomies acquiert souvent, par recristallisation en une dolomie spathique blanche, un aspect pseudobréchique que l'on ne peut s'empêcher de rapprocher des horizons panachés du col de Bouysse.

L'ensemble dolomitique indifférencié : les coupes situées à l'est et à l'ouest de l'Orb peuvent donc aisément être mises en corrélation en ce qui concerne la partie inférieure que nous venons d'examiner. En revanche, le passage aux termes supérieurs pose des problèmes.

La coupe de la vallée du Rieussec (fig. 4) est la plus détaillée ; toutefois les dolomise sombres, massives ou litées n'y sont pas représentées ; l'ensemble débute, au-dessus des dolomies vacuolaires inférieures, par un ensemble de bancs de dolomies beiges, très cristallines, directement surmontées par des alternances de bancs dolomitiques de teinte beige à jaunâtre (d'épaisseur faible, souvent inférieure au décimètre) et de niveaux pélitiques. Après un passage de dolomies cristallines, vacuolaires, et de niveaux plus massifs, la série est constituée par une épaisseur très importante (500 m) d'un ensemble de dolomies, d'aspect massif, à grain généralement plus fin, beiges ou gris sombre, à rares passées litées vers la base. Sous le pont du Rieussec, s'intercalent toutefois des niveaux dolomitiques très sombres (d'épaisseur inférieure à 4 m), finement lités, à rubans siliceux sombres.

A l'est de l'Orb, dans la région d'Avène, affleure, au-dessus des dolomies sombres et litées de Fondine, un ensemble de dolomies indifférenciées, beiges ou plus sombres.

Les dolomies vacuolaires supérieures (50 m) : la série carbonatée se poursuit par des dolomies beiges, très vacuolaires, en bancs séparés par des joints pélitiques.

Les niveaux dolomitiques ondulés (50 m) : des dolomies en plaquettes ondulées de 3 à 10 cm d'épaisseur en moyenne, séparées par des joints pélitiques, terminent la série carbonatée du Cambrien inférieur.

c — *Corrélations* (fig. 4)

Dans l'unité de Mélagues, la superposition verticale des différents termes et les principaux caractères lithologiques (fig. 4) permettent d'établir des corrélations avec la succession lithostratigraphique du versant méridional proposée par F. Boyer. Les dolomies sombres à chailles, reposant sur un ensemble de dolomies jaunâtres, à chailles blanches et à intercalations pélitiques, évoquent respectivement les formations silico-dolomitique et schisto-dolomitique. Au-dessus, les dolomies vacuolaires représentent peut-être l'équivalent de l'ensemble calcaires entrelacés — calcaires blancs (ces derniers étant déjà du Cambrien moyen). Sous le schisto-dolomitique, les dolomies sombres massives pourraient constituer l'équivalent latéral de l'ensemble dolomies massives — dolomies litées-rubanées.

Les corrélations entre les unités d'Avène-Mendic et de Mélagues d'une part et le versant sud d'autre part sont malaisées.

Au niveau de la partie inférieure des formations, on note la présence des alternances détritico-carbonatées et des dolomies vacuolaires et cristallines, parfaitement comparables à celles de l'unité de Mélagues.

Dans la coupe à l'ouest de l'Orb, les dolomies sombres finement litées à la base ou massives vers le sommet peuvent être assimilées aux dolomies massives de l'unité de Mélagues et à celles du versant sud. Cette dernière corrélation est renforcée par la présence entre les dolomies massives et les dolomies vacuolaires d'un épisode pélitique ; un tel niveau est constant dans le versant sud.

Les dolomies sombres, finement litées, rencontrées au sommet de la formation, évoquent les dolomies litées rubanées du versant sud.

Dans la coupe du Rieussec, les dolomies massives n'ont pu être individualisées ; en revanche, les alternances de bancs dolomitiques jaunâtres et de niveaux pélitiques pourraient représenter l'équivalent du schisto-dolomitique.

Les corrélations entre les deux coupes sont rendues difficiles par la présence vraisemblable d'un accident situé vers la base des alternances dolomies-pélites du Rieussec. La direction SSW-NNE passant par ce point est d'ailleurs jalonnée par la vallée du Rieussec, à l'est, la source thermominérale des bains d'Avène et par la direction du ravin du Rieudale. M. Ricouvi (1966) imagine un contact chevauchant pour expliquer la présence des sources d'Avène ; sans souscrire totalement à cette interprétation (un contact de cette importance n'étant pas observable), on peut imaginer que l'absence des dolomies sombres dans la vallée du Rieussec et celle des alternances dolomies-pélites près des bains d'Avène pourraient être mises sur le compte d'un accident. Au-dessus, le puissant complexe des dolomies indifférenciées occuperait donc la position des dolomies à chailles de l'unité de Mélagues (silico-dolomitique du versant sud). L'énorme différence d'épaisseur rend cependant difficile une telle assimilation. Il est toutefois intéressant de noter que dans le Sud-Pardailhan (versant méridional), parallèlement à une disparition des chailles, la formation silico-dolomitique atteint une épaisseur nettement supérieure (F. Boyer, thèse à paraître).

Les plaquettes dolomitiques ondulées sommitales peuvent être corrélées avec les calcaires entrelacés (calcaires à Hyolites) du versant sud.

3. Le Cambrien moyen et supérieur

(Fig. 6)

Les terrains de cet âge sont seulement connus dans l'unité de Mélagues ; la vallée de l'Orb offre une coupe naturelle complète. Une faune abondante de Trilobites (à Mélagues) a permis de dater avec précision la partie inférieure de l'ensemble du Cambrien moyen.

a — *L'ensemble des « schistes troués »*

La succession lithologique comporte de la base vers le sommet :

— des pélites verdâtres dans lesquelles s'intercalent quelques récurrences carbonatées ;
— des pélites rouille à amandes carbonatées, généralement dissoutes vers la base (faciès « schistes troués ») ; dans le ruisseau de Corbières, on observe latéralement des pélites noires, riches

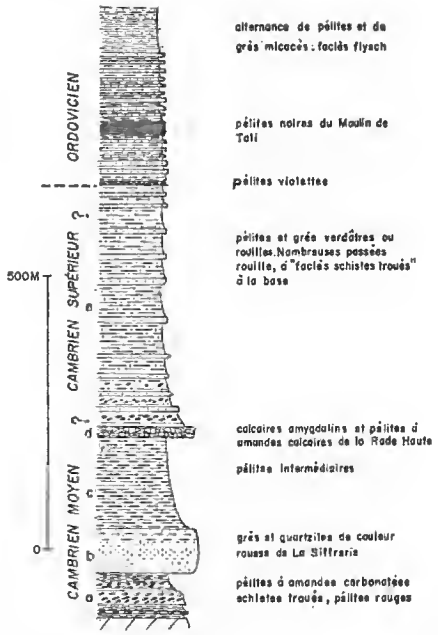


Fig. 6. — Le Cambrien moyen-supérieur et l'Ordovicien de la haute vallée de l'Orb.

en matière organique, en cubes de pyrite et en fragments de Trilobites ; des restes de Trilobites sont également abondants près du hameau de La Lavagne dans les niveaux à amandes calcaires de couleur rouille (ces deux gisements de fragments de Trilobites n'ont jamais été décrits) ;

— des pélites rouges, violacées ou verdâtres, admettant encore de nombreuses passées à amandes calcaires et des passées trouées.

Cet ensemble représente l' « Acadien » inférieur.

b — *Les grès de La Siffrerie*

Ces grès et ces quartzites, de teinte généralement rousse, parfois micacés et riches en filonnets de quartz, représentent vraisemblablement l'équivalent des « quartzites inférieures de Barroubio » du versant sud.

c — *Le complexe pélitique intermédiaire*

Jusqu'au grand virage de la Rode Haute, affleure une série isoclinale de pélites verdâtres ou violacées admettant quelques intercalations gréseuses.

d — *Les calcaires amygdalins et calcschistes de la Rode Haute*

Il s'agit d'un ensemble de calcaires amygdalins et de pélites à amandes calcaires prenant vers le sommet l'aspect typique des « schistes troués ». Ils forment un ressaut dans la topographie.

Une corrélation latérale avec le versant sud permet d'assimiler ces niveaux aux « calcaires de la Val d'Homps », datés du Cambrien moyen terminal (R. Courtessole et J. Seguier, 1971), grâce à la découverte récente d'une faune de Paradoxides.

e — *Le complexe gréso-pélitique supérieur*

Il est composé essentiellement de grès verdâtres, parfois micacés, riches en quartz d'exsudation, et de pélites qui présentent vers la base un aspect troué dû à la dissolution d'amandes carbonatées.

4. L'Ordovicien

(Fig. 6)

M. Thoral (1935) signale près de Mélagues un niveau de pélites violettes, intercalé entre le Cambrien et le Trémadoc. Nous avons retrouvé ce niveau entre Tauriac et La Lavagne et dans la coupe de l'Orb (voir carte au 1/20 000e). Compte tenu de la continuité latérale de ce niveau, nous avons choisi conventionnellement de faire débuter l'Ordovicien par les pélites violettes (épaisseur 2 m maximum), situées en aval du Moulin de Tali.

Sur la coupe de l'Orb, leur position en fait l'équivalent probable des couches rouges à Euloma de la partie méridionale de la Montagne Noire. Leur présence entre Tauriac et La Lavagne atteste la continuité latérale de cet horizon à l'échelle du secteur considéré.

Au-dessus, affleurent des grès micacés et des pélites ; au niveau du Moulin de Tali s'intercale un ensemble (20 à 30 m d'épaisseur) de pélites noires ; la série surincombante est constituée d'alternances à faciès flysch, de grès micacés et de pélites.

Le passage Cambrien-Ordovicien a été situé beaucoup plus bas dans la série que ne l'avaient fait les auteurs précédents ; compte tenu de l'assimilation des calcaires amygdalins aux calcaires de la Val d'Homps (Cambrien moyen) cette donnée nouvelle permet de limiter l'importance attribuée au Cambrien supérieur ; elle prend d'autant plus d'intérêt que la démonstration d'une « lacune quasi complète ou d'une grande réduction » de cet étage a été réalisée dans le versant méridional (F. Boyer et R. Guiraud, 1964).

5. Rappel des faits significatifs

L'étude lithostratigraphique a montré que, malgré la rareté de la faune et l'intensité de la dolomitisation, des corrélations relativement précises pouvaient être réalisées avec la série stratigraphique du versant méridional. Les résultats auxquels nous sommes parvenus sont résumés dans le tableau I.

Tableau I. — Comparaison des ensembles lithologiques du paléozoïque inférieur du versant sud de la Montagne Noire et des unités de Mélagues et d'Avène-Mendic dans le versant septentrional.

	Ensembles lithologiques du versant sud (F. Boyer et R. Guiraud)	Unité de Mélagues	Unité d'Avène-Mendic
Ordovicien	Flysch	Flysch	
	Quartzites « dentelle » Couches rouges ferrugineuses à Euloma	Pélites violettes du Moulin de Tali	
Cambrien supérieur ?	Pélites et grès	?	
Cambrien moyen	Calcaires amygdalins (de la Val d'Homps) Barroubio { Quartzites supérieurs Pélites à Dekacystis Grands quartzites « Schistes troués » Calcaires noduleux rouges Calcaires blancs	Calcaires amygdalins de la Rode Haute Pélites à amandes calcaires Pélites intermédiaires Grès de La Siffrerie « Schistes troués »	
Cambrien inférieur carbonaté	Calcaires entrelacés - - - - - - - Silico-dolomitique Schisto-dolomitique Dolomies litées rubanées Dolomies massives Calcaires dolomitiques à Archeocyathus Alternances gréso-carbonatées	Dolomies sommitales Dolomies à chailles Schisto-dolomitique Dolomies massives Dolomies vacuolaires - - - - - - - - - - - - - - - - - Alternances détritico-carbonatées	Dolomies ondulées Dolomies vacuol. sup. Dolomies indif. + dol. pél. Rieussec Dolomies massives et litées Dolomies vacuol. à niveau oolithique Pélites amandes calc. Alt. détritico-carbon.
Cambrien inférieur gréseux et **Antécambrien** ou **infracambrien ?**	Grès de Marcory	Grès d'Avène	Grès du Coural Porphyroïdes - - - - ? - - - - Pélites et grès de la Rode Basse

B. — Aperçu structural

1. Les grandes unités structurales

Quatre écailles imbriquées, poussées vers le sud-est, composées de plis isoclinaux et reposant sur la zone réputée autochtone du Mendic, constituent les unités fondamentales des Monts de l'Est de Lacaune.

2. Les différentes phases tectoniques hercyniennes

M. Brunel (1972) a mis en évidence l'existence d'une phase tangentielle souple, développée en climat épizonal à mésozonal et caractérisée par une schistosité « née subhorizontale » et des microplis de direction moyenne N 130° E, déversés vers le SW ; il envisage ainsi la succession des phases tectoniques hercyniennes :

— première phase de tectonique tangentielle souple, responsable de la schistosité la plus marquée ;

— deuxième phase de tectonique souple évoluant vers un style cassant : correspond aux plis droits ou déversés au SE à contacts chevauchants redressés. Les phases de tectonique souple auraient un âge postviséen et antéstéphanien ;

— phase de tectonique cassante tradihercynienne, poststéphanienne et antétriasique (rejeu en décrochements dextres de la plupart des accidents précédents).

3. Problèmes particuliers
(Fig. 7)

Bien que l'étude tectonique n'entre pas directement dans le cadre de ce travail, il paraît intéressant d'insérer quelques réflexions concernant la présence, entre le Mas de Meaux et Lascours, d'un contact anormal souligné par des copeaux subhorizontaux de dolomies cambriennes, pincés entre les schistes ordoviciens au sud et l'ensemble schisto-gréseux « infracarbonates cambriens » au nord.

A Lascours, au nord-est de ce contact, un autre copeau dolomitique souligne le contact chevauchant de l'unité de Rocozels.

Aucun décalage dans les unités carbonatées cambriennes ne justifiant le tracé, au niveau de Lascours, d'un grand décrochement N-S de ce contact chevauchant (voir carte géologique au 20 000e), l'ensemble gréseux limité par les deux contacts ainsi définis représenterait sans doute un lambeau de l'unité chevauchante. Il est important de noter que ce contact anormal supplémentaire est situé dans l'alignement d'un accident tracé dans le granite par J.-P. Carron (1958) entre la Devèze et le mont Faoulat. Une partie du granite étant intrusive dans les termes infracarbonatés cambriens entre les deux contacts, il est logique d'admettre que la mise en place du granite a suivi celle de l'écaille de Rocozels dans une zone localement plus cisaillée.

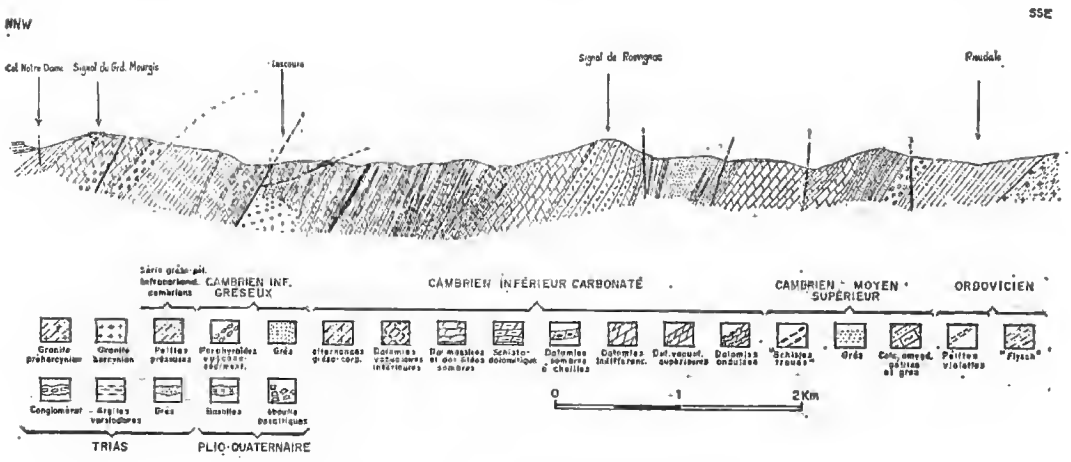


Fig. 7. — Coupe générale NNW-SSE.

L'examen des coupes dans les formations carbonatées cambriennes de l'unité d'Avène-Mendic a fait ressortir l'existence très probable d'un accident SW-NE passant par la vallée du Rieussec et les bains d'Avène.

En amont du barrage d'Avène, un accident subvertical de direction analogue sépare les grès et les dolomies du Cambrien inférieur de l'unité de Mélagues et provoque peut-être la disparition d'une grande partie des alternances grésocarbonatées. Ces deux accidents seraient à rapporter à la tectonique cassante tardihercynienne.

4. La place des massifs granitiques dans l'évolution structurale

Deux massifs granitiques sont intrusifs dans les formations paléozoïques :

— le massif du Mendic, au sud, d'âge antéhercynien ;

— le massif du Faoulat, au nord, et son important cortège filonien (microgranites, rhyolites, microsyénites) mis en place postérieurement aux premiers déplacements chevauchants (voir ci-dessus).

II. LES MINÉRALISATIONS DU SOCLE ANTÉTRIASIQUE

Ce chapitre répond à trois préoccupations essentielles :

— fournir un inventaire aussi complet que possible des divers types de minéralisations rencontrées et de leurs paragenèses ;

— examiner les relations éventuelles avec la lithologie et la stratigraphie des formations paléozoïques, les déformations hercyniennes et le massif granitique hercynien du Faoulat ;

— dégager la possibilité d'une source pour d'éventuelles minéralisations cachées de la couverture triasique transgressive.

Le caractère inaccessible de la plupart des travaux anciens (éboulés ou noyés) et de la mine de La Rabasse (noyée sous les eaux du barrage d'Avène), la disparition d'un grand nombre de rapports et de documents miniers constituent autant d'obstacles à la réalisation d'une étude complète. Les échantillons prélevés dans les haldes ou conservés dans la collection du Laboratoire de Minéralogie du Muséum (aimablement mise à ma disposition par M. J. Orcel) ont fourni l'essentiel des matériaux de l'étude métallogénique.

Les indices et concentrations, nombreux à la périphérie du mont Faoulat (fig. 8) peuvent être regroupés en deux types principaux d'après leurs paragenèses minérales : une minéralisation polymétallique complexe ; une minéralisation cuprifère à paragenèse simple.

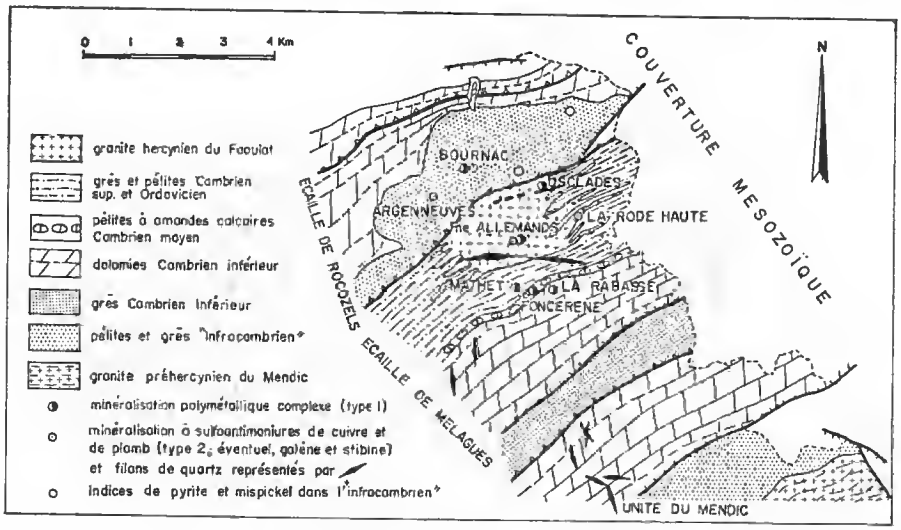


Fig. 8. — Carte de localisation des principaux types de minéralisations (échelle 1/50.000e).

L'étude régionale la plus complète a été réalisée par M. Barrabé et J. Orcel (1945) ; tous les indices et concentrations des concessions d'Avène-Vinas (cuivre), la Barre-Corbières et Brusque (plomb-zinc) et leur contenu minéral y sont répertoriés et analysés ; ces auteurs signalent en outre l'existence d'une minéralisation nickelifère à La Rabasse dont une première description avait été donnée par J. Orcel et C. Berthelot (1930).

A. — Les caractères principaux des minéralisations

1. Les minéralisations polymétalliques complexes

a — *Dans les dolomies cambriennes (unité de Mélagues) : La Rabasse*

Les minéralisations de La Rabasse, exploitées jusqu'en 1954, représentent les seules concentrations économiquement importantes du secteur.

Contexte géologique

Tous les vieux travaux échelonnés de la vallée de l'Orb au col de Corbières sont situés dans la partie supérieure des formations dolomitiques, affectées localement d'un pendage moyen de 50° vers le NNW. Les parties encore accessibles des vieux travaux ne montrent jamais le minerai en place.

La position des anciennes excavations romaines et celle des chapeaux de fer, l'examen des plans et des rapports miniers et la nature de l'encaissant des minerais prélevés dans les haldes permettent de situer la minéralisation au niveau de la partie summitale de la formation dolomitique cambrienne (dolomies à chailles et dolomies vacuolaires supérieures).

Les rapports miniers font largement état d'une bande de porphyres, connue sous le nom d'apophyse principale, qui constitue toujours le toit de la minéralisation. Il s'agit en fait d'un puissant filon, parfois digité, de microgranite ou de rhyolite appartenant au cortège filonien du granite du Faoulat et « interstratifié » au contact Cambrien inférieur carbonaté-Cambrien moyen, plan de discontinuité majeure ayant contrôlé son intrusion. La position des colonnes minéralisées dans les termes supérieurs de la série carbonatée est ainsi confirmée.

Caractères morphologiques des corps minéralisés

L'essentiel du minerai est contenu dans l'amas principal ou première colonne dont la section au niveau O (niveau de l'Orb) est de 1 400 m². Les autres corps minéralisés représentent des amas de volume plus réduit, dépendant de l'amas principal (lambeaux est et nord) ou apparemment isolés : 2e et 3e colonnes, colonne O, α, β, amas du puits Gauthier et lambeaux A, B et B'.

La répartition des zones oxydées est très capricieuse : chapeaux de fer à la partie supérieure des colonnes et zones oxydées situées sous le minerai sulfuré en profondeur ; une telle disposition peut résulter soit des irrégularités des circulations souterraines en domaine carbonaté, soit d'une hétérogénéité de constitution du minerai primaire.

Le minerai

Composition minéralogique. — La plus fréquente est la suivante : galène, blende, mispickel, pyrite, marcasite ; accessoirement on rencontre des minéraux de cuivre : chalcopyrite, cuivre gris, bournonite ; J. Orcel décrit un minerai nickelifère découvert dans la première colonne au niveau —22 qui comporte l'association suivante : nickeline, chloantite, rammelsbergite, gersdorffite, bismuthinite, bismuth natif ; il signale en outre l'existence très locale de millérite et la présence de cobalt révélée par l'analyse chimique. Les fortes teneurs en or des haldes de la Grande Fouille sont à l'origine de la reprise des travaux récents ; l'étude des rapports ne permet pas de savoir à quel minéral est associé cet élément.

Examen macroscopique. — L'existence de structures plissées affectant des minerais lités (alternances de lits de blende, pyrite, arsénopyrite et plus rarement galène, fig. 9) est révélée par l'examen de grandes plaques polies. On observe parfois des plis semblables (fig. 9) dans lesquels des alignements de pyrite semblent souligner une schistosité de plan axial ; un épaississement du remplissage sulfuré (pyrite et galène essentiellement) est fréquent dans les charnières.

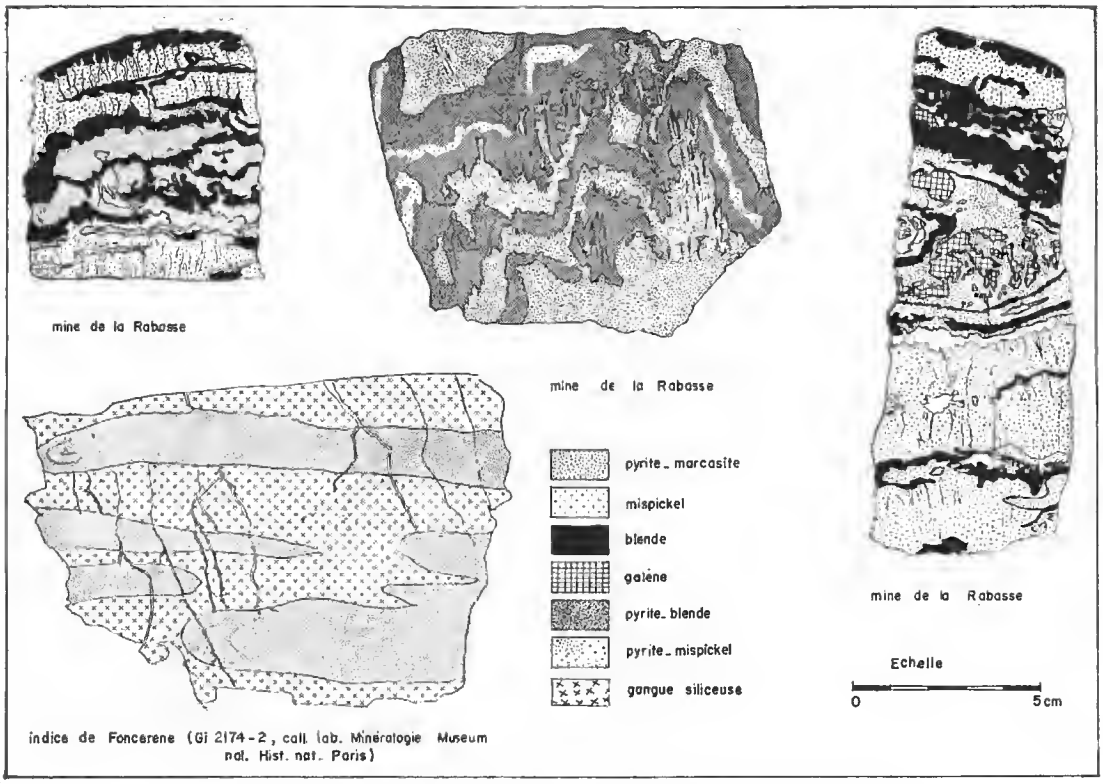


Fig. 9. — Quelques exemples de minerais à structure plissée.

Les différents types de minerais décrits dans les rapports ne sont que l'expression de proportions variables de chacun des constituants ; les minerais à mispickel dominant ont souvent un grain très fin. Ces minerais sont recoupés par une dolomite blanche, largement cristallisée.

Étude microscopique (fig. 10). — Le mispickel est l'un des minéraux dominants ; il apparaît en cristaux losangiques subautomorphes dont la dimension la plus fréquente est voisine de 70 μ ; des individus de plus grande taille, rares et isolés, atteignent parfois 400 μ. Son aspect déchiqueté, émietté ou parfois pulvérisé atteste une importante phase de broyage. La figure 10 illustre un faciès particulier du mispickel : bandes parallèles ou subparallèles de cristaux implantés perpendiculairement au plan de la veine, et fortement disloquées ; cette disposition évoque un rubanement originel.

La marcasite se présente généralement en grandes lamelles parallèles, déchiquetées ou plissées (fig. 10) ; l'existence d'un rubanement originel paraît vraisemblable.

La chronologie relative d'apparition des deux minéraux est difficile à préciser : bien que certaines structures suggèrent l'antériorité de l'arsénopyrite, les observations les plus courantes renforcent l'hypothèse d'une cristallisation plus précoce de la marcasite ; quoi qu'il en soit, ces deux minéraux représentent les premiers stades de cristallisation.

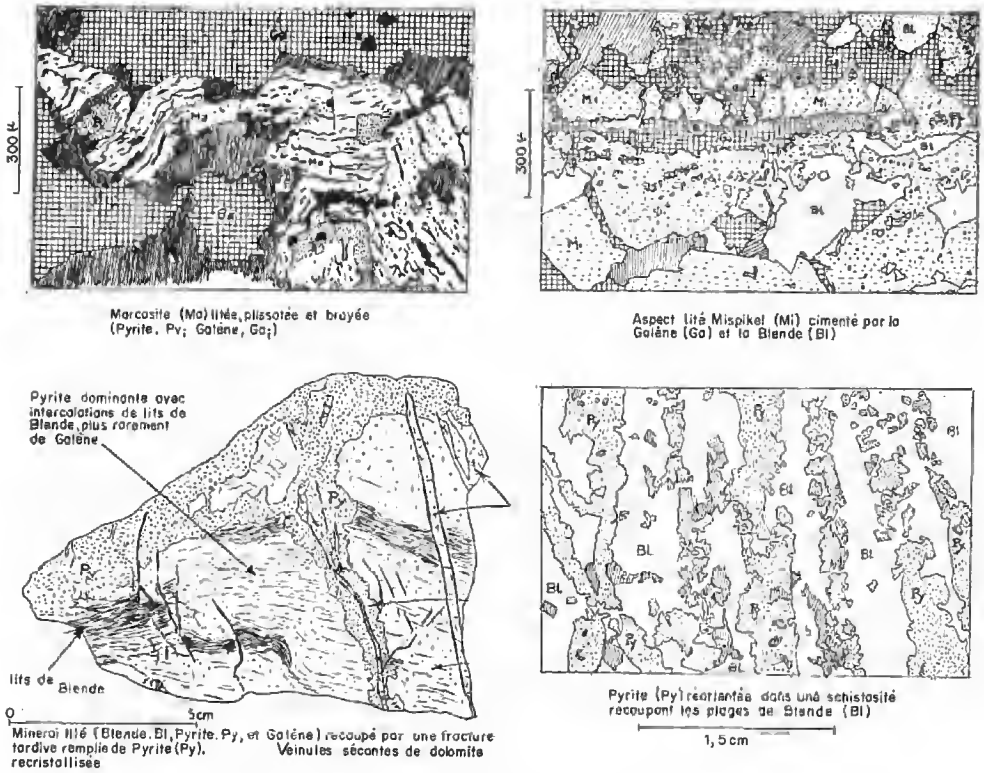


Fig. 10. — Quelques aspects des minerais de la haute vallée de l'Orb (La Rabasse).

La pyrite apparaît généralement en masses globuleuses, cassées, parcourues par un réseau de fissures ou regroupées en veines parallèles ou légèrement divergentes, sécantes sur les minéraux précédents soulignant une schistosité. En fait, plusieurs générations de pyrite sont rencontrées : pyrite en agrégats cassés et fissurés ; pyrite recristallisée dans les charnières des plis ; pyrite cristallisée dans une schistosité (fig. 10) ; pyrite en remplissage de fissure tardive (fig. 10) ; pyrite en cristaux cubiques recoupant tous les autres minéraux. Cette disposition évoque une plus grande aptitude du sulfure de fer à la migration et à la recristallisation au cours des phases successives de l'évolution des concentrations.

La blende, en plages xénomorphes, souvent déchiquetées par un réseau de fractures à remplissage pyriteux ou non sulfuré, enveloppe la marcasite et le mispickel ; sa surface est souvent maculée de petites plages d'exsolution de chalcopyrite, parfois alignées suivant des plans parallèles.

La galène apparaît constamment en grandes plages xénomorphes indemnes de toutes déformations ; insinuée entre les lamelles déchiquetées de marcasite ou disposée en filonnets dans la pyrite ou dans la blende, elle représente certainement une phase de cristallisation ultime ; J. Orcel signale localement quelques inclusions de bournonite dans la galène.

Ces observations microscopiques sont en contradiction avec l'aspect macroscopique concordant de la galène dans les minerais rubanés, visible sur grandes plaques polies ; cette contradiction peut être levée en supposant une recristallisation tardive de la galène.

Les minéraux de cuivre (cuivres gris, bournonite, chalcopyrite) n'ont pu être observés que dans un microgranite ; leur cristallisation semble postérieure à celle des autres phases minérales.

L'oxydation a conduit à la formation de cérusite, de mimétite et accessoirement de plumbojarosite.

Les structures et les relations géométriques entre les minéraux permettent d'établir la succession suivante :

1 — rubanement originel : marcasite et mispickel ; éventuellement blende et galène ;
2 — broyage : affecte marcasite et mispickel ;
3 — plissement et développement d'une schistosité : affecte la blende ; recristallisation de la pyrite ;
4 — relâchement des contraintes : recristallisation probable de la galène ; migration de la pyrite dans les fractures ;
5 — mise en place des cuivres gris.

Il est important de noter que les phases 2 et 3 sont certainement très rapprochées dans le temps : leur séparation apparente n'est peut-être que le reflet d'un comportement différent de chacune des espèces minérales à l'égard des contraintes.

Les minéralisations en pyrite, marcasite, arsénopyrite, blende, galène, sont donc antérieures aux principales phases de déformation responsables de la formation des plis et des schistosités. Les minéraux de cuivre sont apparus plus tardivement ; indemnes de toute déformation importante, ils ont été rencontrés uniquement dans les microgranites.

b — *Dans les pélites avec ou sans amandes calcaires du Cambrien moyen (unité de Mélagues) : Foncerène et Mathet*

Ces indices, contenant de la pyrite et accessoirement de la galène et du mispickel, n'ont donné lieu qu'à des travaux de recherche rapidement abandonnés, en raison de leur intérêt économique très limité.

Cadre géologique et caractères des corps minéralisés

Ces minéralisations sont constituées par des imprégnations diffuses ou des bandes interstratifiées d'épaisseur décimétrique et comportant la paragenèse suivante : pyrite, marcasite, galène et mispickel. Elles sont localisées dans les pélites à amandes calcaires du Cambrien moyen à Foncerène ; à Mathet, les vieux travaux n'ont pu être retrouvés, les indications des rapports miniers permettent de les situer dans la partie supérieure du Cambrien moyen, au niveau supposé des calcaires amygdalins de la Rode Haute ; l'existence à ce niveau de ces calcaires n'a pu être confirmée par les observations de terrain.

Les minerais

A l'échelle de l'échantillon, l'observation des surfaces polies révèle, à Foncerène, l'existence de plis isoclinaux très allongés, dans les minerais à pyrite exclusivement et à gangue de « schistes » silicifiés (fig. 9).

A Mathet (indice non retrouvé)[1], malgré l'absence de macrostructures déterminables, la succession paragénétique rappelle celle de La Rabasse ; l'ensemble des minéraux présente une orientation très nette : la pyrite apparaît toujours en masses globuleuses disloquées et parcourues par un fin réseau de veinules de galène ; le mispickel en cristaux losangiques (dont la taille moyenne est d'environ 60 μ) constitue des agrégats regroupés en bandes parallèles ; la galène, comme à La Rabasse, se présente en grandes plages xénomorphes, cimentant les autres minéraux ; elle contient en outre de très nombreuses inclusions de chalcopyrite.

L'existence de plis isoclinaux et de microstructures orientées démontre clairement l'âge antéhercynien des minéralisations de Foncerène et de Mathet ; il est par ailleurs intéressant de constater que ces anomalies sont situées dans des niveaux latéralement très riches en pyrite (ruisseau de Corbières).

c — *A la limite granite hercynien-pélites et grès ordoviciens : Fontaine des Allemands, la Rode Haute ou « infracarbonates cambriens » : le ravin des Usclades*

Si les haldes de la Fontaine des Allemands se sont avérées suffisamment riches pour permettre une étude des minerais, celles du ravin des Usclades, pourtant d'un volume impressionnant, ne recèlent que peu de minerai.

Cadre géologique

Les travaux de la Fontaine des Allemands (3 galeries inaccessibles) sont situés à la limite du granite et d'un ensemble schisteux d'âge vraisemblablement ordovicien dont les contours sont imprécis (enclave ou indentation au sein du massif). Selon les rapports anciens (A. Grandjean, 1935) la minéralisation est contenue dans un filon de direction N 15° W, d'épaisseur très faible, et parfois dichotomé ; ces filonnets seraient entièrement inclus dans le granite.

Le filonnet de la Rode Haute, de direction N 45° E (plongement 85° SE), dont l'épaisseur n'est que de quelques centimètres, s'insinue à la limite d'un filon de rhyolite et des bancs pélitiques ordoviciens.

Les déblais et les puits du ravin des Usclades sont situés dans les schistes et grès d'âge infracambrien, affectés par le métamorphisme de contact du granite du Faoulat (« schistes tachetés »). Ils sont plus particulièrement localisés dans le lambeau « tectonique » situé sous l'unité chevauchante de Rocozels.

Étude des minerais

Deux types d'associations minérales peuvent être individualisés à La Fontaine des Allemands et au ravin des Usclades : une association à blende, galène, mispickel, pyrite, en imprégnations dans le granite décomposé ou silicifié ou en filonnets sécants et une association comportant essentiellement des minéraux de cuivre, contenue dans des veines de quartz bien cristallisé recoupant le granite.

1. L'étude minéralogique des indices non retrouvés a été réalisée grâce aux nombreux échantillons conservés dans la collection du Laboratoire de Minéralogie du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris, aimablement mis à ma disposition par M. le Pr. J. Orcel.

Galène et bournonite sont, par contre, associées dans le filonnet de la Rode Haute.

La présence de barytine en grandes lamelles translucides constitue l'originalité des déblais des Uselades qui contiennent par ailleurs de nombreux fragments de schistes contenant du mispickel et de la pyrite disséminée.

A l'échelle microscopique, la morphologie des minéraux et la succession paragénétique sont en tous points comparables à celles des minerais de La Rabasse.

Ces minéralisations se distingueraient donc des précédentes par leur âge de mise en place : postérieures au granite, elles seraient peut-être contemporaines d'un épisode tectonique tardi- ou posthercynien.

d — *Dans les pélites et grès infracarbonatés cambriens (unité de Rocozels) : Bournac et Argenneuves*

Seules les concentrations de Bournac ont donné lieu à une exploitation pour l'antimoine.

Le gîte de Bournac

Il ressort de la lecture des rapports anciens que l'essentiel de la minéralisation est contenu dans un filon de direction N 20° E dont la puissance moyenne n'excède jamais 0,50 m et qui recoupe les schistes réputés infracambriens de l'unité de Rocozels. Le filon disparaît à 50 m sous la surface et son extension horizontale minéralisée et riche ne dépasse pas une centaine de mètres (A. Grandjean, 1922).

Le minerai. — Le fait le plus remarquable est l'association constante de la minéralisation avec des horizons silicifiés ; l'association minérale est complexe, elle comporte par ordre d'abondance : mispickel, galène, blende, pyrite, stibine, marcasite, bournonite, cuivres gris, chalcopyrite, énargite. La présence de stibine et d'énargite constitue l'originalité de cette minéralisation.

Quatre types de structures macroscopiques peuvent être individualisés :

— minerai finement disséminé dans les horizons silicifiés (schistes et grès) ou dans le microgranite décomposé et parfois silicifié (analogie avec les minerais de la Fontaine des Allemands) ;
— minerai massif, à grain fin et mispickel dominant ;
— minerai massif à stibine seule (échantillon 1er choix) : les lamelles de stibine dépassent plusieurs millimètres de longueur ;
— minerai à structure bréchique : les éléments anguleux de pélites, de grès et plus rarement de microgranite sont emballés dans une matrice siliceuse ; la minéralisation est répartie indifféremment dans les éléments, la matrice ou dans des filonnets recoupant l'ensemble.

Étude microscopique. — Le mispickel présente un aspect analogue à celui qui a été décrit dans les autres gîtes : cristaux losangiques broyés dont la taille moyenne est voisine de 70 μ (certains individus atteignent exceptionnellement 300 μ) : la pyrite apparaît en grandes plages xénomorphes (plusieurs millimètres), souvent regroupées en bandes parallèles et parcourues par un dense réseau de fissures orientées à remplissage de galène.

La blende, contenant de nombreuses facules orientées de chalcopyrite cimente les fragments dispersés des minéraux précédents ; elle est recoupée par les filonnets de galène. Dans tous les cas, la minéralisation porte la marque d'un important broyage.

L'ordre d'apparition de ces principaux minéraux est analogue à celui que nous avons démontré pour les autres gîtes. Les minéraux de cuivre sont postérieurs aux minéraux précédents. Comme les minéraux de cuivre, la stibine apparaît toujours liée au quartz et postérieure à l'arsénopyrite et à la pyrite lorsqu'ils sont représentés. H. Gonord (1966) considère que la stibine et l'arsénopyrite représentent les minéraux les plus tardifs de la succession ; si cet ordre d'apparition peut être conservé pour la stibine, les observations précédentes ont clairement démontré le caractère précoce de l'arsénopyrite.

Le gîte d'Argenneuves

L'entrée de la galerie (19 m de longueur seulement), aujourd'hui éboulée, est située dans les schistes infracambriens de l'unité structurale de Rocozels, à l'ouest du gisement de Bournac et à une distance analogue du massif granitique. Les caractéristiques structurales du corps minéralisé ne sont pas connues avec précision ; selon Grandjean, le filon aurait une direction N 30° W.

L'étude des minerais a révélé une paragenèse simple à galène, bournonite et cuivres gris exclusivement ; la minéralisation constitue le ciment d'une brèche à éléments très anguleux de pélites et grès.

c — *Les indices de pyrite et de mispickel dispersés dans les pélites et grès antécambriens ou ordoviciens*

La pyrite et le mispickel finement divisés sont fréquents dans de petits filonnets quartzeux séeants sur la schistosité ; des filonnets d'épaisseur centimétrique, contenant exclusivement les deux minéraux recoupent les pélites suivant les directions N 165° E, N 295° E et N 10° E. En outre, au voisinage de ces points (localisation sur la carte au 1/20 000), les pélites contiennent parfois de la pyrite et du mispickel disséminés.

C'est vraisemblablement à la reconnaissance de tels indices qu'étaient destinés les travaux de Lascours.

2. Les minéralisations uniquement cuprifères et éventuellement barytiques associées aux filons de quartz

Ces minéralisations, contenues dans des filons et des filonnets orientés E-W pour le plus grand d'entre eux (Maynes, 1 500 m de longueur) ou plus généralement N-S, recoupent indifféremment les terrains paléozoïques, le massif granitique hercynien et son cortège filonien et les minéralisations sulfurées précédentes. Ces filons présentent une paragenèse cuprifère simple : cuivres gris, bournonite, accessoirement pyrite et chalcopyrite et des carbonates de cuivre. A Maynes, le quartz titrerait 376 g Ag/t (A. Grandjean, 1935). Des indices quartzo-barytiques s'échelonnent des Tieules à La Devèze le long du contact chevauchant de l'unité de Rocozels sur celle de Mélagues.

Dans la partie méridionale du secteur (Le Coural), des blocs quartzeux de grande taille, de provenance incertaine, contiennent de la stibine.

B. — Hypothèses génétiques précédentes — synthèse gîtologique

1. Les hypothèses génétiques antérieures

Les hypothèses proposées dans les différents rapports miniers associent souvent les minéralisations sulfurées complexes, les minéralisations associées aux filons de quartz et les minéralisations en liaison avec la surface de transgression du Trias ; elles font intervenir généralement des veines hydrothermales en rapport avec une activité magmatique, d'âge variable selon les auteurs.

Trois types d'hypothèses ont été proposées jusqu'à présent :

— veines hydrothermales en relation avec le volcanisme tertiaire (Kingsburry, 1935 ; Ginocchio, 1943) ;

— veines hydrothermales en relation avec les intrusions microgranitiques du Faoulat (A. Grandjean, 1935) ;

— hydrothermalisme tardif peut-être issu du même réservoir magmatique que le granite (L. Barrabé et J. Orcel, 1945) ;

— possibilité de dépôts antéhercyniens repris par la tectonique (H. Gonord, 1966).

2. Synthèse gîtologique

a — *Les minéralisations polymétalliques complexes*

Malgré la similitude des paragenèses minérales, l'examen des structures a permis de distinguer deux groupes essentiels :

Le groupe Rabasse-Foncerène-Mathet : la minéralisation montre souvent un litage (fig. 9 et 10) affecté par d'importantes déformations : plis isoclinaux, schistosités ; l'étude microscopique a permis de mettre en évidence deux phases principales de déformation, sans doute liées : une phase de broyage (affectant mispickel, marcasite et pyrite) précède le développement de la schistosité soulignée par la pyrite qui recoupe la blende (voir tabl. II).

Parmi les deux phases de tectonique souple de l'orogenèse hercynienne (M. Brunel, 1972) seule la première a donné naissance à des plis isoclinaux avec schistosité de plan axial ; il paraît dès lors logique d'admettre un âge antéhercynien pour ces minéralisations.

La morphologie des minerais résulte plutôt de reprises, de migrations et de recristallisations successives lors des différents stades de déformation de la tectonique hercynienne que d'apports successifs.

Le tableau II (p. 25) résume l'ordre d'apparition des différentes phases minérales.

Le groupe Bournac-Fontaine des Allemands-Usclades : l'ordre d'apparition des principales espèces minérales est identique à celui des minerais de La Rabasse, néanmoins aucune structure plissée n'a été observée. L'arsénopyrite et la pyrite intensément broyées (comme à La Rabasse) sont précoces.

TABLEAU II. — Succession paragénétique des minéralisations de La Rabasse.

	ASSOCIATION ORIGINELLE	BROYAGE	PLISSEMENT RECRISTALLISATION SYN-TECTONIQUE	RECRISTALLISATION POST-TECTONIQUE	MINERALISATION TARDIVE
MARCASITE					
MISPICKEL					
PYRITE					
BLENDE					
GALENE					
CUIVRES GRIS					

A Bournac, les minéraux de cuivre paraissent plus abondants et on note la présence de stibine.

b — *Une minéralisation essentiellement cuprifère* associée aux filons de quartz ou parfois aux minéralisations sulfurées complexes : dans toutes les sections, les minéraux de cuivre nettement postérieurs doivent être dissociés des autres minéraux ; ils sont également postérieurs aux microgranites.

A La Rabasse, les minéraux de cuivre ont été rencontrés dans les roches granitiques, cependant, à la Fontaine des Allemands, la bournonite est localisée dans des filonnets de quartz sécants sur les granites décomposés et silicifiés. La stibine de Bournac ne doit pas être dissociée, semble-t-il, des minéralisations cuprifères à cuivre gris et bournonite.

Si une partie du stock cuprifère peut être associée aux veines granitiques (postérieure aux phases de tectonique souple mais antérieure à la tectonique cassante tardihercynienne), il est logique d'admettre soit un apport tardif, soit un héritage lors d'une tectonique cassante tardi- ou finihercynienne.

L'association Pb-Cu dans les filonnets sécants à galène et bournonite de la Rode Haute par exemple et la présence de stibine à Bournac sont à rapporter aux minéralisations cuprifères.

3. Les relations avec la lithologie et la stratigraphie

Dans les dolomies cambriennes, les corps minéralisés sont situés dans la partie supérieure de la formation, dans les termes « silico-dolomitique » et « dolomies sommitales ». La morphologie des colonnes ne fournit que peu d'indications supplémentaires, compte tenu de l'imprécision des coupes fournies dans les rapports anciens.

Dans les pélites et pélites à amandes calcaires du Cambrien moyen, l'allure interstratifiée des horizons minéralisés est signalée à plusieurs reprises dans les rapports anciens ; l'âge antéhercynien des concentrations (plis et microstructures orientées) nous conduit aux mêmes conclusions que pour le gîte de La Rabasse ; toutefois l'insuffisance des observations ne permet pas d'étayer assez solidement l'hypothèse d'un dépôt sédimentaire.

La minéralisation de Mathet est située grossièrement au niveau des calcaires amygdalins de la Rode Haute (partie supérieure du Cambrien moyen) ; il est intéressant d'établir une comparaison avec les minéralisations de la concession de Villeneuve-Minervois (versant sud de la Montagne Noire), localisées dans une barre de calcaires du même âge ; le parallélisme est d'autant plus frappant que « la galène et la blende semblent se confiner dans une zone de faible épaisseur à la partie haute du niveau calcaire » (F. Boyer et P. Routhier, 1958 : 264).

Les schistes et grès infracambriens contiennent fréquemment un *stock de pyrite et de mispickel* qui se manifeste par la présence de minerai disséminé et par l'abondance des veinules sécantes sans extension notable.

4. Relations avec le granite et les filons microgranitiques et rhyolitiques

La répartition de la plupart des indices et concentrations importantes à la périphérie immédiate du massif, leur nombre décroissant, puis nul, lorsqu'on s'en éloigne, manifestent une relation spatiale avec le granite hercynien et ses satellites filoniens.

La plupart des observations précédentes contredisent une éventuelle relation génétique entre les minéralisations et la mise en place des granites et des filons microgranitiques.

Les gîtes plus franchement filoniens à galène et bournonite associée (la Rode Haute, Argenneuves) et la minéralisation en stibine de Bournac entrent dans le cadre des minéralisations essentiellement cuprifères riches en sulfoantimoniures.

Sans négliger la possibilité d'apports tardifs, une différenciation géochimique de certains éléments localement en excès dans le cadre des cristallisations de sulfoantimoniures de cuivre et de plomb peut rendre compte de l'individualisation locale de galène ou de stibine.

LA COUVERTURE TRIASIQUE

Image de la France aux temps triasiques

La mer qui occupe le sud-est de la France provient d'un débordement de la Mésogée. « Deux types de dépôts se forment : dépôts à faciès alpin dans la mer profonde primitive, dépôts à faciès germanique ou assimilé sur le plateau continental, peu profond ». La mer s'avance par pulsations successives sur le vaste plateau continental à la surface duquel s'individualisent des bassins à subsidence lente dont l'enfoncement est « immédiatement compensé par le dépôt des sédiments » et « la mer reste peu profonde » ; les littoraux sont imprécis et la ressemblance avec les mangroves actuelles est évoquée par J. Lucas.

L'emplacement du pôle Nord se trouvant, au Trias, dans l'océan Pacifique, près des côtes du Japon, « l'Europe occidentale était donc située entre l'Équateur et le Tropique du Cancer » (*in* G.-C. Gall, 1971). Par ailleurs, la température de l'eau de mer devait être voisine de 25°C à l'époque des grès à Voltzia. On peut imaginer un climat chaud, à précipitations brèves et brutales durant la saison humide. Des périodes de transport et d'alimentation du domaine sédimentaire alternent donc avec des périodes de confinement des eaux et éventuellement d'assèchement.

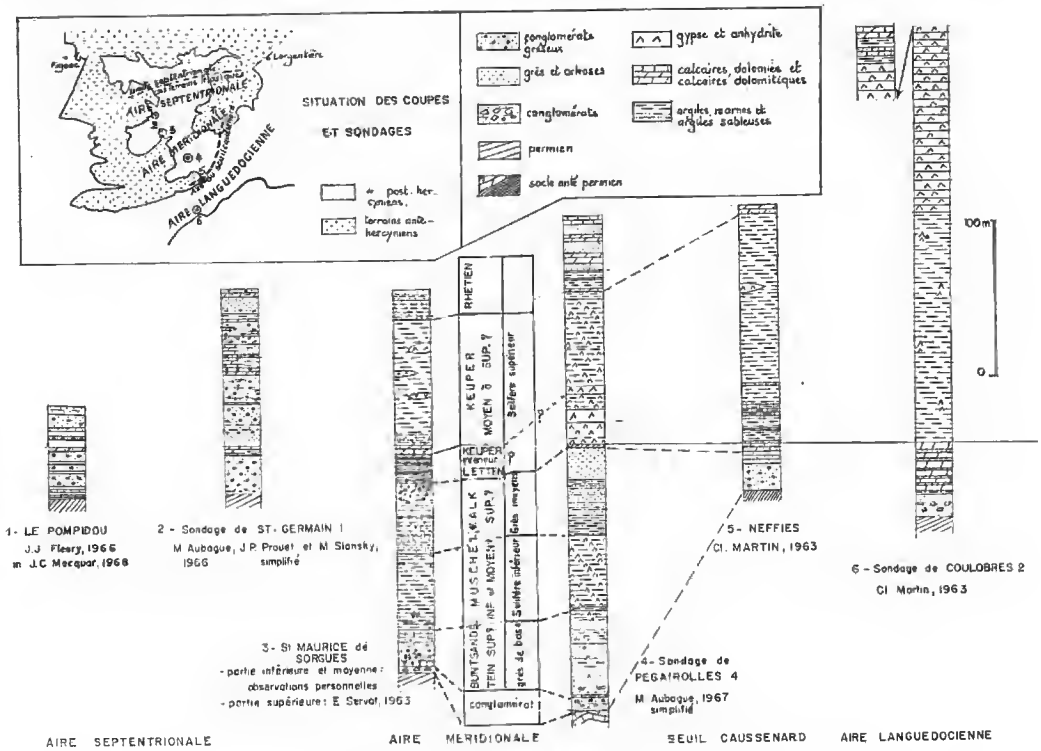


Fig. 11. — Le Trias en domaine caussenard.

La série triasique du domaine caussenard

Aspects lithostratigraphiques. — A la lumière des descriptions fournies par E. Servat (1963 ; Lodévois, bassins de Bédarieux et de St-Affrique) et d'observations personnelles (bassin de St-Affrique), la succession verticale des horizons stratigraphiques peut se résumer ainsi sur la bordure sud-occidentale des Causses :

a) conglomérat grossier à éléments de dolomies, pélites, granite et quartz, avec un ciment essentiellement carbonaté ;

b) arkose de base passant parfois à un poudingue quartzeux ;

c) argiles bariolées ; sableuses avec minces niveaux ondulés gréseux ou carbonatés ;

d) terme gréseux et gréso-arkosique se terminant par un poudingue quartzeux ; E. Servat signale à Bédarieux une discordance angulaire entre les termes *c* et *d* ;

e) série marneuse noirâtre ou brune admettant des intercalations gréseuses et des niveaux de calcaire dolomitique vacuolaire ; au sommet, un banc carbonaté, bien individualisé, constitue un ressaut dans la topographie ;

f) série argileuse et dolomitique avec de nombreuses concrétions siliceuses à la base et pouvant contenir des lentilles de gypse ; des bancs de dolomies gréseuses au sommet sont attribués au Rhétien.

Considérations chronostratigraphiques. — Le Rhétien est daté par la présence d'*Avicula contorta*. Les argiles sous-jacentes, à évaporites et quartz bipyramidés, peuvent être rapportées au Keuper, elles renferment *Estheria* sp. La découverte de *Myophoria goldfussi* et de *Myophoria* cf. *vulgaris* (*in* E. Servat, 1963) à la base des niveaux gréseux (*d*) permet de les attribuer au Muschelkalk supérieur.

La découverte d'une microflore importante permet de rapporter les grès de base (*b*) au Buntsandstein supérieur (équivalent des grès à Voltzia des Vosges) et au Werfénien (grès des Alpes d'Autriche et d'Italie) (J. Doubinger et G. Chevlan, 1964). Les niveaux argileux (*c*) représenteraient alors les parties inférieure et moyenne du Muschelkalk.

Aspects paléogéographiques (fig. 11). — Les grands traits de la paléogéographie triasique sur les bordures des Cévennes et de la Montagne Noire ont été synthétisés par M. Aubague, J.-P. Prouhet et M. Slansky (1966) qui individualisent trois aires de sédimentation :

— Aire septentrionale des Causses : la série d'épaisseur faible, de nature essentiellement gréseuse et de couleur bariolée résulte d'épandages détritiques de piedmont.

— Aire méridionale (bassins de Lodève et de St-Affrique) correspond à un milieu confiné dans lequel « les argiles rouges et les grès traduisent l'irruption de grandes quantités d'eaux douces et de clastiques dans un bassin précédemment sursalé ».

— Aire languedocienne et rhodanienne : les puissants dépôts à argiles et évaporites matérialisent un milieu « marin franc », salin, séparé de l'aire méridionale des Causses par le seuil caussenard.

— Le seuil caussenard : ce haut-fond de direction SW-NE relie le horst de St-Bresson (extrémité méridionale des Cévennes) à l'extrémité sud-est de la Montagne Noire et se singularise par une sédimentation ralentie à son aplomb.

I. ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS

La série triasique affleure suivant une bande grossièrement orientée NW-SE depuis le col Notre-Dame au nord jusqu'à l'aplomb du massif granitique du Mendic au sud. Elle repose en discordance angulaire très nette sur les formations paléozoïques antésiluriennes,

redressées et disposées en écailles lors de l'orogenèse hercynienne. Le Trias est recouvert par les formations carbonatées hettangiennes et sinémuriennes qui seront très brièvement décrites au cours de ce chapitre.

Malgré de nombreuses et brusques variations de puissance et parfois de faciès, variations contrôlées par les irrégularités morphologiques de la surface d'érosion posthercynienne, la succession lithologique garde une certaine constance.

Une succession-type constituée par la coupe de Ceilhes est illustrée par la figure 12.

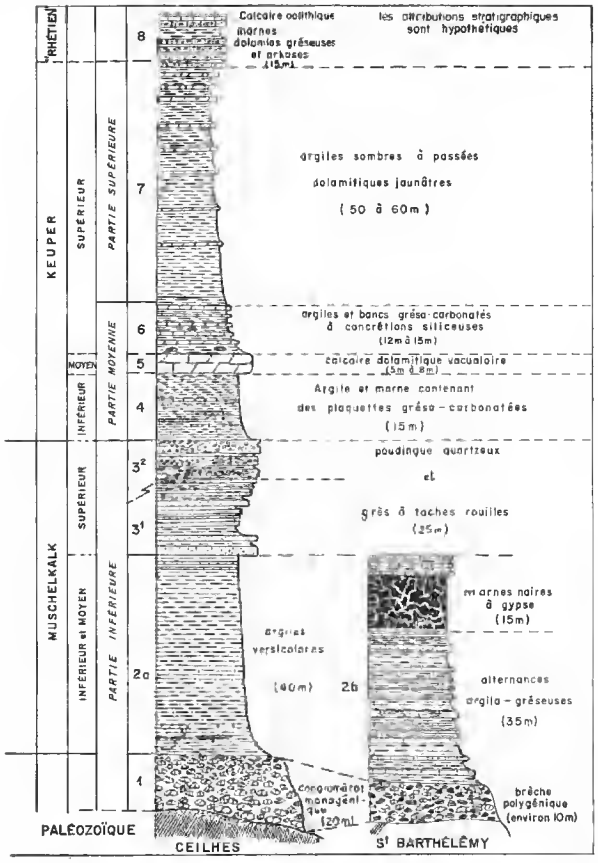


Fig. 12. — Coupe synthétique du Trias de la région de Ceilhes.

A. — Analyse lithostratigraphique du Trias

La surface antétriasique. — Les niveaux paléozoïques sur la tranche desquels reposent les termes successifs de la série triasique appartiennent à trois grands types pétrographiques : carbonates, pélites et grès, roches granitiques. L'empreinte de l'altération chimique est enregistrée différemment et de façon spécifique par chacun d'eux.

Les dolomies ne présentent que très rarement la marque d'une altération chimique, si ce n'est quelques phénomènes locaux de rubéfaction (Rouvignac, Le Coural). Près du Coural, sous une formation bréchique qui sera décrite plus loin, des cavités karstiques de dimension métrique sont emplies d'un matériel bréchique à éléments anguleux de dolomies et de pélites très rubéfiées ; la matrice est constituée d'un agrégat lie-de-vin de fins débris de nature identique à celle des éléments, contenant un « interstratifié » illite-smectite.

Les roches gréseuses ou pélitiques présentent, près des premiers dépôts triasiques, un débit caractéristique en « plaquettes » centimétriques, parfois accumulées sur une épaisseur supérieure à un mètre. Les produits de cette desquamation superficielle sont localement cimentés par un matériel dolomitique ocre qui s'insinue en outre dans les fissures et les plans de schistosité des roches saines. Une véritable brèche « in situ » est ainsi observable au nord de Rocozels.

Les granites (massif du Mendic) ou microgranites (filons satellites du massif du Faoulat) sont fréquemment arénisés et rubéfiés près du Trias et à sa base. Les éléments de cette arène sont emballés dans une dolomie ocre. Un niveau de quartz saccharoïde apparaît à la base du Trias ; il disparaît lorsque celui-ci débute par un conglomérat bien développé.

L'analyse par diffractométrie de rayons X d'échantillons sains et altérés, de nature schisteuse ou granitique révèle la présence très constante de kaolinite ; ce minéral ne peut donc être considéré comme un témoin spécifique de l'altération antétriasique. Un minéral interstratifié illite-smectite caractérise par contre les échantillons rubéfiés prélevés à proximité immédiate des premiers dépôts triasiques, ainsi que les matériaux de remplissage karstique provenant du démantèlement des horizons de rubéfaction.

1. Les formations conglomératiques de base et leurs équivalents

Elles présentent les variations les plus spectaculaires de puissance ; divers types seront définis en fonction de la nature pétrographique des éléments et des caractères texturaux. Cependant, il faut préciser que la position géométrique de ces différentes assises basales par rapport aux termes immédiatement surincombants (argiles ou grès) pose le problème de leur équivalence chronologique, lequel ne pourra être abordé qu'à la lumière des résultats de l'étude paléogéographique.

a — *Le conglomérat monogénique de type Ceilhes*

Épais d'environ 20 m lorsqu'il repose sur les formations schisteuses cambriennes ou ordoviciennes, il disparaît à l'aplomb des dolomies cambriennes.

Les éléments de nature essentiellement dolomitique, de forme encore anguleuse malgré un émoussé souvent net appartiennent aux assises cambriennes qui affleurent au voisinage. Un classement fruste peut être observé très localement (Rouvignac) à l'échelle de la formation : gros galets arrondis atteignant parfois 40 cm de plus grande dimension à la base, éléments plus anguleux de taille moyenne inférieure au décimètre plus haut. Le ciment dolomitique de couleur ocre est fréquemment remplacé par des lamelles de barytine associées à des carbonates de cuivre (azurite, malachite).

b — *Brèche polygénique (St-Barthélémy, col Notre-Dame)*

Cette brèche est située entre un socle gréso-pélitique (Infracambrien ou Cambrien) et les argiles versicolores ; cette identité de position permet d'en faire l'équivalent latéral du conglomérat monogénique de type Ceilhes.

La puissance de ce niveau ne dépasse pas une dizaine de mètres ; son aspect est massif, mal stratifié ; il contient des galets de dolomies cambriennes, de pélites, de grès, ainsi que des éléments de quartz et de quartzites.

Le ciment est généralement composé d'un carbonate ocre, microcristallin, contenant quelques quartz détritiques ou d'un agrégat de fins débris schisteux ou quartzeux ; il est rarement de nature pélitique ; la barytine est abondante dans le ciment carbonaté.

Un enrichissement en grains de quartz et de feldspaths s'observe à St-Barthélémy à proximité du massif granitique du Mendic ; les grains (dimension voisine de 5 mm), isolés ou regroupés en îlots évoquant la forme d'anciens galets, témoignent d'un apport important de matériaux granitiques à partir d'une arène primitive, ou sous la forme de galets altérés s'effritant progressivement au cours du transport. Une stratification grossière est parfois matérialisée par des lits à galets de dolomies et des niveaux à composante essentiellement quartzo-feldspathique.

A la surface du massif granitique, le conglomérat de base a une répartition irrégulière, en chapelet, et ne semble représenté que dans des dépressions morphologiques de faibles dimensions. La base de la formation est formée en grande partie de galets granitiques, accessoirement d'éléments schisteux ou dolomitiques ; vers le sommet, les galets dolomitiques aux contours arrondis deviennent dominants, le matériel granitique, sous forme d'éléments de quartz et feldspaths constitue alors la matrice. Un conglomérat à éléments de quartz blanc, saccharoïde, a été rencontré en blocs épars près de la formation précédente.

c — *Autres types de formations de base*

Il s'agit de roches variées, comprenant des brèches, des niveaux essentiellement dolomitiques, qui reposent sur les dolomies cambriennes et matérialisent la base d'une séquence triasique de puissance réduite.

Les brèches à éléments cherteux. — Un niveau bréchique à éléments cherteux et ciment dolomitique ocre « empâte » la surface des dolomies cambriennes « silicifiées » à Rouvignac et Fombine. Des quartz de néoformation aux contours subautomorphes, corrodés par le ciment carbonaté, parsèment la roche.

Pour nous, les éléments cherteux proviennent très probablement du remaniement de la dolomie silicifiée sous-jacente.

Les dolomies cristallines. — Le Trias débute localement, dans des paléocreux, par un niveau relativement puissant (20 m) de dolomies cristallines, de couleur ocre sale, d'aspect parfois noduleux et à géodes de quartz, sans stratification nettement marquée. Quelques rares éléments dolomitiques (Cambrien) ou cherteux sont disséminés dans la roche. La présence, à la base, d'un horizon conglomératique permet de la différencier des dolomies paléozoïques sous-jacentes.

d — *Brèches monogéniques ou polygéniques isolées à la surface du Paléozoïque*

Les niveaux bréchiques des Planes-Cantérise et du Coural sont situés à des distances

variables des affleurements triasiques les plus occidentaux : de quelques centaines de mètres à 2 km dans le cas du Coural ; ces brèches méritent de retenir notre attention bien qu'elles ne puissent être rattachées avec certitude au Trias.

Près du hameau du Coural, plaquée à mi-pente contre le flanc méridional de la colline constituée des alternances gréso-dolomitiques cambriennes, affleure selon une bande de direction subparallèle à celle de ces assises, une formation bréchique à éléments de nature essentiellement dolomitique, plus rarement gréseuse ; un ciment carbonaté ocre, contenant de nombreux grains de quartz détritiques, des débris fins de nature identique à celle des éléments et des géodes siliceuses, enveloppe les éléments bréchiques. Le substratum local a fourni les matériaux de cette brèche.

De nombreux intermédiaires peuvent exister entre les types extrêmes de formations conglomératiques de base que nous venons de décrire : il s'agit dans la plupart des cas de variations soit de la puissance totale, soit de la proportion relative de chaque catégorie d'éléments ou de l'importance du ciment ; il ne paraît pas souhaitable de multiplier le nombre des types. La diversité des formes, des épaisseurs et des faciès a une signification paléogéographique qui sera évoquée plus loin. Il est d'ores et déjà important de souligner le rôle prédominant joué par les reliefs dolomitiques dans l'alimentation de ces formations de base.

2. Les argiles versicolores

Deux types sont individualisés : un type exclusivement argileux, bien représenté près de Ceilhes, et un type argilo-gréseux localisé entre les Planes et St-Barthélémy, au sud du secteur ; leur puissance approximative est respectivement de 40 m et 50 m.

a — *Le type argileux*

La série d'aspect monotone débute par des argiles rouges, violacées, grises et noires, finement litées, admettant de très minces passées ocre de calcite fibreuse ; au-dessus, la dominante est réalisée par des argiles rouges à passées vertes, plus rarement grises ou noires. Les carbonates s'individualisent sous la forme de fins niveaux ocre, ondulés, de filonnets séeants sur le litage, de nids décimétriques, de nodules en amandes (10 à 50 cm de plus grande dimension) ou de concrétions perpendiculaires ou obliques au banc ; ces structures, vraisemblablement diagénétiques, n'ont aucune continuité. A la partie sommitale apparaissent quelques bancs gréseux et localement des niveaux décimétriques de poudingue quartzeux (col Notre-Dame). Des pseudomorphoses de trémies de sel sont observables près du hameau de Brès.

Un minéral micacé détritique (type muscovite) et une illite mal cristallisée constituent l'essentiel de la fraction fine. Le matériel quartzo-feldspathique, de taille généralement inférieure à 300 μ, est présent en quantités variables.

b — *Le type argilo-gréseux*

Les deux tiers inférieurs de la formation se présentent sous la forme d'une alternance de niveaux argileux rouges ou verts, plus rarement gris, micacés (épaisseur inférieure à 2 m) et de bancs gréseux à ciment carbonaté ocre ou rouille, parfois de niveaux essentielle-

ment carbonatés. La composante argileuse, de nature globalement identique à celle du type précédemment décrit, s'individualise par l'apparition de chlorite, chlorite gonflante et d'un interstratifié illite-chlorite. La composante quartzo-feldspathique, toujours présente, est irrégulièrement répartie.

Une succession de lits argileux fins, noirs, ocre ou violacés, admettant de fines passées calcaréo-dolomitiques jaunâtres, reposent au-dessus des alternances précédentes. Ces niveaux supportent un bel ensemble de marnes noires, d'aspect massif, parcourues par un réseau dense de lits et de filonnets souvent anastomosés de gypse blanc. Illite mal cristallisée, minéral micacé détritique et minéral interstratifié chlorite-vermiculite constituent la fraction argileuse. La coupe s'interrompt au-dessus d'un banc carbonaté vacuolaire.

L'individualisation d'un terme à sulfates calciques au sein d'un ensemble argilo-gréseux dominé par les teintes rouille demeure un fait remarquable ; c'est le seul témoin du « Salifère inférieur » (M. Aubague, 1967).

Le passage aux formations gréseuses surincombantes a lieu brutalement par apparition d'une barre gréseuse (2 m d'épaisseur moyenne), formant une corniche dans la topographie, pratiquement constante à l'échelle du secteur.

3. **Grès à taches rouille et poudingue quartzeux** (épaisseur 25 m)

La partie inférieure est caractérisée par une alternance de bancs de grès, d'épaisseur comprise entre 10 cm et 2 m, peu cimentés, contenant de rares dragées de quartz blanc, piquetés de rouille ou prenant une teinte uniformément rougeâtre (alors pulvérulents) et de passées argileuses rouges ou « vert-de-gris ». Vers le sommet, parallèlement à une diminution de l'épaisseur des niveaux argileux, on note le passage à un véritable poudingue quartzeux dont la taille des éléments dépasse parfois 5 cm. L'enrichissement en matériel détritique grossier peut être progressif ou intervenir brutalement sous la forme d'un niveau conglomératique. Les galets représentent parfois la totalité des composants détritiques, soulignent le tracé de stratifications obliques ou se répartissent de manière anarchique au sein du banc. Un enrichissement à la partie sommitale de chaque niveau est en outre un phénomène presque général. Les figures de courant, les fentes de dessiccation sont observables dans la partie médiane de la formation ; la plupart des niveaux sont en outre lenticulaires.

Les grès à taches rouille appartiennent à la classe des arénites (grains de 200 à 400 μ) ; les quartz présentent un émoussé faible, parfois une allure franchement esquilleuse ; de nombreux feldspaths altérés, non maclés (orthose, microcline ou albite), de rares plagioclases, des lamelles de muscovite, des tourmalines (sections subautomorphes souvent cassées) et des minéraux accessoires (zircons, sphènes, apatites et épidotes) interviennent dans la composition de la fraction détritique.

La détermination des indices d'émoussé et d'aplatissement des galets (C. Martin, 1963), ajoutée à l'absence de classement, permet de conclure à un transport de type fluviatile avec l'indice d'un léger remaniement par la mer.

Les grains de quartz présentent fréquemment des auréoles de nourrissage, les agradations feldspathiques sont par contre inexistantes.

Les poudingues quartzeux entrent dans la classe granulométrique des rudites et arénorudites. Outre la taille des grains, la nature quartzitique des galets est le fait le plus remarquable. On distingue :

— des quartzites micro-cristallins parcourus par des filonnets de quartz plus largement cristallisé ;
— des quartzites à texture isodiamétrique et à grain moyen ;
— des quartzites à texture hétérogène à nids de quartz granoblastiques ;
— des quartzites fins présentant une orientation.

La présence de grains de quartz à zones de croissance, ajoutée à l'absence de fantômes de quartz détritiques au sein des quartzites, suggère qu'il s'agit de fragments de roches liloniennes ou de roches silicifiées. L'aspect des quartzites microcristallins évoque aussi les roches silicifiées.

Le ciment est généralement de nature calcaréo-dolomitique, de teinte ocre, riche en limonite ; les ciments pélitiques, siliceux ou barytiques sont plus rares ; l'intensité de la cimentation est très variable. Des phénomènes de corrosion des grains de quartz ou de leurs auréoles de nourrissage et des éléments feldspathiques par les carbonates du ciment sont fréquents.

La composition pétrographique des passées argileuses est rigoureusement identique à celle des argiles versicolores sous-jacentes, on note seulement une apparition très locale de la kaolinite.

La limite supérieure de cette formation marque la fin de la sédimentation exclusivement détritique et l'apparition des carbonates en bancs.

4. Terme argilo-marneux

Deux ensembles correspondant aux pôles extrêmes d'une variation latérale de faciès seront envisagés successivement : ensemble argilo-marneux de couleur grise, verte ou lie-de-vin, d'une puissance voisine de 15 m et terme marneux de couleur noire dont l'épaisseur dépasse localement 20 m (ce deuxième terme est localisé au voisinage des hauts-fonds).

Dans le premier cas, argiles et marnes, finement litées ou d'aspect rognonneux, admettent de fines intercalations (épaisseur inférieure au centimètre), ondulées, de calcite fibreuse ; quelques bancs de dolomies et calcaires dolomitiques caverneux, ocre, et des niveaux gréso-calcaires à gréso-dolomitiques s'intercalent dans la série. Des pseudomorphoses de cristaux de sel sont fréquentes à la surface inférieure des bancs, ainsi que des figures de courant, des fentes de dessiccation, des pistes d'animaux. Localement, une passée de conglomérat dolomitique à galets nettement arrondis et ciment dolomitique, avec des éléments de marnes, témoigne d'érosions contemporaines de la sédimentation.

Dans le second cas, l'ensemble est caractérisé par la richesse en matière organique. Localement, les passées carbonatées ocre ou rouille, caverneuses, peuvent être abondantes. Au col de Bouysse et à Foubine, les intercalations gréseuses ou gréso-carbonatées sont remarquables par la fréquence des litages contournés, soulignés par des lits siliceux sombres millimétriques ; l'exagération du phénomène conduit à la formation de brèches à éléments siliceux ; les bancs carbonatés s'avèrent constitués d'un matériel calcaréo-dolomitique, finement cristallin, partiellement recristallisé en nids ou filonnets et fortement pigmenté

de brun. Des brèches à éléments carbonatés, « tordus », digités, existent près du col de Bouysse ; des passées à oolithes bien structurées, souvent fragmentées, passant à des faciès grumeleux, pseudo-oolithiques, témoignent de l'agitation du milieu.

La nature pétrographique des composants est sensiblement équivalente dans les deux cas ; la kaolinite bien cristallisée intervient constamment dans la composition de la phase argileuse, associée à l'illite et parfois à un interstratifié chlorite-montmorillonite. La composante carbonatée des marnes est généralement représentée par la dolomite, la calcite et accessoirement l'aragonite. Le matériel quartzo-feldspathique de taille inférieure à 400 μ est disséminé dans les argiles et les bancs carbonatés.

5. L'épisode carbonaté médian

Son épaisseur est très variable : elle atteint 8 m à Ceilhes et peut se réduire à moins d'un mètre. Il s'agit d'un banc de nature calcaréo-dolomitique, très caverneux (cavités parfois emplies de limonite). De fins liserets argileux ou marneux parcourent la roche ; lorsque son épaisseur est réduite, elle prend parfois une teinte rouille. Elle peut contenir des accidents siliceux.

En raison de sa continuité horizontale, elle constitue un horizon-repère.

6. Terme argilo-carbonaté à concrétions siliceuses

La coloration rouille des niveaux argileux ou carbonatés ainsi que leur position dans la succession verticale caractérisent cette formation ; les stratifications ondulées sont fréquentes dans les bancs carbonatés caverneux. La composition pétrographique est par ailleurs identique à celle des termes sous-jacents. La silice est très abondante sous forme de concrétions revêtant des aspects variés (« choux-fleurs » à texture sphérolithique, quartz bipyramidés, etc.). Le matériel détritique est encore irrégulièrement disséminé dans les intervalles carbonatés.

7. Ensemble marno-dolomitique ; ensemble des dolomies gréseuses, des arkoses supérieures et des calcaires oolithiques

Ces deux ensembles lithologiques différents (le second constituant le Rhéthien) seront décrits séparément.

a — *Formation argilo-dolomitique*

L'ensemble marneux de teinte grise, noire ou verte ou plus rarement lie-de-vin, d'une épaisseur de 60 m en moyenne, admet des intercalations dolomitiques blanches à jaunâtres, beiges à la cassure, à grain fin, dont l'épaisseur et le nombre augmentent vers le sommet de la formation. De très rares et fines passées lenticulaires de gypse sont observables près de Lamalou-le-Haut. Des passées de dolomies conglomératiques à éléments de nature iden-

tique à celle du banc qui les contient, témoignent de remaniements contemporains ou légèrement postérieurs au dépôt. La fraction argileuse est constituée d'une illite plus ou moins ouverte et de kaolinite.

b — *Dolomies à matériel gréseux ou arkosique, arkoses, calcaires oolithiques*

Malgré leur apparente hétérogénéité lithologique, ces trois termes seront décrits ensemble en raison de leur appartenance à l'étage Rhétien.

M.-C. Lebouché-Bernet Rollande (1972) fournit une analyse stratigraphique et sédimentologique très fine de ces niveaux. Nous ne donnerons donc ici qu'une description sommaire, nous attachant plus particulièrement à l'étude du matériel détritique. Selon M.-C. Lebouché, la disparition des marnes « irisées » caractéristiques du Keuper et l'apparition de marnes vertes marquent la limite inférieure du Rhétien, étage appartenant au cycle sédimentaire hettangien. Le Rhétien, épais d'environ 20 m, comporte plusieurs termes distincts : nous les décrirons en partant de la base.

Des dolomies jaunes, microcristallines à grain de quartz (inférieurs à 1 mm) disséminés en quantité variable au sein de la roche, passent à des arkoses à ciment dolomitique et admettent des intercalations argileuses grises à vertes.

A la limite, l'enrichissement en quartz et feldspath détritiques conduit à l'individualisation d'arkoses grossières, parfois d'un véritable poudingue arkosique à ciment dolomitique, tous les intermédiaires pouvant exister entre les pôles extrêmes. Granoclassement, stratifications obliques et éléments intraclastiques sont abondamment représentés dans les niveaux détritiques. Au microscope, outre les quartz (taille parfois supérieure à 1 cm) on note la présence de gros galets de quartzites (moins abondants toutefois que dans le poudingue gréseux T3), de nombreux feldspaths potassiques non mâclés, aux contours dentelés, des plagioclases plus rares et des minéraux accessoires tels que : zircons, apatites, sphènes et tourmalines. Les phénomènes de corrosion des grains de quartz et de feldspaths par le ciment dolomitique sont fréquents et peuvent conduire au remplacement complet du feldspath par le matériel carbonaté. Dans certains faciès arkosiques fins, les quartz (150 μ environ) sont associés à des feldspaths aux contours souvent automorphes, de taille identique : le noyau détritique semble constitué par une sanidine (faible valeur de l'angle des axes optiques — diagramme de rayons X), entouré d'une auréole d'agradation de nature difficile à préciser, peut-être albitique.

Un ensemble d'argiles et de marnes, grises ou verdâtres, plus rarement violacées, de composition analogue à celle du Keuper (illite, kaolinite, minéral micacé) où leur épaisseur dépasse 8 m, mais leur continuité à l'échelle du secteur n'est pas certaine.

Un ensemble complexe dans lequel dominent les bancs calcaires sombres, souvent oolithiques, graveleux ou à filaments algaires, à débris d'organismes, contenant des nids de calcite spathique. De nombreuses récurrences détritiques à intraclastes peuvent être observées. Les passées marneuses sont rares. Un banc dolomitique, d'épaisseur métrique, à stratifications entrecroisées et fantômes d'oolithes termine la série au nord du col Notre-Dame et à Fombine.

Les enseignements tirés de cette partie descriptive seront envisagés d'un point de vue plus général dans la deuxième partie de ce chapitre, afin de préciser les caractéristiques du milieu de sédimentation.

9. Conclusions essentielles de l'étude lithostratigraphique

a — *Résumé de l'étude lithostratigraphique*

Très schématiquement, trois parties peuvent être individualisées dans la colonne stratigraphique :

— une partie inférieure (termes 1, 2, 3) caractérisée par la couleur rouge dominante et l'importance du matériel détritique grossier : arénites et rudites ; illite et minéral micacé constituent l'essentiel de la fraction argileuse ;

— une partie moyenne (termes 4 et 5), marquée par la réussion des apports détritiques grossiers et l'individualisation des carbonates en bancs ; l'apparition de la kaolinite en abondance dans la phase argileuse constitue un fait majeur ;

— une partie supérieure à dominante d'argiles grises et noires, accessoirement lie-de-vin, associées à des bancs de dolomies de « précipitation directe ». La kaolinite est largement représentée dans les marnes. Une récurrence des faciès détritiques grossiers correspond au Rhétien.

b — *Considérations chronostratigraphiques*

En raison des irrégularités morphologiques de la surface de transgression, la base de la série triasique n'est pas synchrone sur tous les points du secteur.

L'existence de deux repères chronologiques certains dans la série triasique voisine du Lodévois permet une comparaison avec le Trias lorrain : les grès de base, équivalents des grès à Voltzia (partie sommitale du Buntsandstein), bien développés dans les bassins de Lodève et de St-Affrique, ne sont représentés dans la haute vallée de l'Orb que par quelques bancs gréseux réapparaissant à la base des argiles versicolores aux extrémités méridionale et septentrionale du secteur.

La présence de Myophories à la base des grès (terme 3) (*in* M. Aubague, 1967) permet de supposer que ces niveaux ont un âge Muschelkalk supérieur. Les argiles versicolores sous-jacentes représenteraient alors le Muschelkalk inférieur et moyen ; les marnes noires à gypse de St-Barthélémy (Salifère inférieur) se verraient attribuer un âge Muschelkalk moyen.

Au-dessus, l'incertitude persiste quant à l'équivalence stratigraphique réelle de l'intervalle carbonaté médian (terme 5), principal niveau-repère ; dans les régions voisines, l'épisode carbonaté principal est directement superposé aux grès 3. M. Aubague (1967) assimile à l'épisode carbonaté du Lodévois les quelques bancs de calcaires gréseux, sans continuité latérale, qui apparaissent près du col Notre-Dame, à la base de l'intervalle argileux 4 ; pour lui, ces niveaux pourraient constituer l'équivalent de l'horizon médian de la Lettenkhöle.

L'épisode carbonaté 5, équivalent possible du niveau d'anhydrite massive du sondage de Pégairolles 4, représenterait pour cet auteur le Keuper moyen (« dolomie moellon ») ; dans cette optique, l'intervalle argilo-marneux 4 serait daté du Keuper inférieur. En l'absence d'autres données, cette succession peut être retenue ; notons d'ailleurs qu'elle n'est pas incompatible avec les données proposées jusqu'à présent.

Les argiles sombres à passées dolomitiques jaunâtres et niveaux de gypse (Salifère supérieur) représentent le Keuper supérieur ; les dolomies à matériel détritique peuvent être rapportées au Rhétien.

B. — Essai de caractérisation du domaine sédimentaire

L'analyse lithostratigraphique permet de préciser d'une part l'enchaînement des processus d'altération chimique et mécanique qui, sur le continent, ont préparé, puis livré au bassin les matériaux de la sédimentation, et d'autre part les conditions propres au milieu de dépôt.

1. L'environnement continental

Chaque type pétrographique enregistre de façon spécifique l'empreinte de l'altération. La rubéfaction est, semble-t-il, un phénomène général, antétriasique, qui affecte carbonates, grès, pélites et roches granitiques ; la desquamation des schistes et grès, l'arénisation des granites et les dissolutions karstiques sont les phénomènes spécifiques dont le témoignage est souvent conservé à la base de la série triasique.

La composition de la fraction argileuse permet d'individualiser deux périodes pendant l'évolution continentale ; illite ouverte et minéral micacé arrachés au socle sont les témoins d'une évolution pédogénétique incomplète, limitée, insuffisante pour permettre l'élaboration de kaolinite ; la désagrégation encore intense, ajoutée aux conditions climatiques, n'autorise pas la formation de profils d'altération évolués sur des reliefs insuffisamment aplanis. La présence de feldspaths alcalins dans les matériaux détritiques d'une part, et d'autre part l'absence de toute autre forme d'altération (hormis l'usure mécanique et la corrosion par le ciment carbonaté) montrent que l'hydrolyse des silicates est incomplète sur le continent.

L'apparition de la kaolinite dans les termes argileux de la partie supérieure du Trias, concomitante d'une rémission des apports détritiques grossiers, semble pouvoir s'expliquer par l'état de « maturation » atteint par la surface d'érosion et peut-être par l'ennoyage d'un grand nombre d'irrégularités morphologiques : l'intensité réduite du démantèlement permet une altération plus intense ; l'installation d'un régime biostasique semble attestée par le développement de la phase carbonatée.

2. L'origine des matériaux transportés

Au niveau des formations conglomératiques de base, le seul examen de la nature des galets prouve d'emblée la proximité des reliefs nourriciers : ils sont empruntés aux assises dolomitiques cambriennes qui se dressent de part et d'autre des affleurements conglomératiques ou aux formations schisteuses (cambriennes ou ordoviciennes) sur la tranche desquelles elles reposent. Les matériaux granitiques (galets sains ou partiellement décomposés, arène) s'observent à proximité du massif de granite du Mendic. Dans la plupart des cas, la faiblesse du degré d'usure mécanique reflète l'absence de transport, sauf pour quelques

éléments de grande taille observables à la base de la formation. Ces conglomérats représentent certainement dans leur ensemble d'anciennes brèches de pente, accumulées au pied des reliefs dolomitiques pendant la période d'altération antétriasique et faiblement remaniées lors de la transgression (émoussé faible des éléments, litage fruste). Une exception est notée en ce qui concerne les conglomérats accumulés dans la dépression méridionale de St-Barthélémy ou sur le flanc sud du massif granitique ; la présence de galets nettement arrondis de dolomies, d'éléments de porphyroïdes et l'éloignement des formations dont elles proviennent obligent à conclure à un transport et à un brassage beaucoup plus importants. Les galets granitiques bien conservés, représentés seulement à la base du conglomérat près de Valayrac, sont les témoins vraisemblables de la phase de démantèlement initiale, accumulés au fond de dépressions morphologiques dont l'existence est attestée par le caractère lenticulaire des dépôts conglomératiques. Les éléments d'origine plus lointaine (dolomies, schistes et porphyroïdes), englobés dans les éléments d'une arène, constituent au-dessus l'essentiel du remplissage.

Les brèches à éléments cherteux remanient indibutablement les niveaux « silicifiés » sous-jacents.

En conclusion, l'image d'une surface de transgression bosselée, dont les dépressions morphologiques sont encombrées par les matériaux éluviaux provenant de la destruction des reliefs voisins, s'impose à l'esprit.

Au niveau des formations détritiques : S'appuyant sur de nombreuses études granulométriques, morphoscopiques et des déterminations de minéraux lourds, Cl. Martin (1963) considère que la Montagne Noire a joué un rôle insignifiant dans l'alimentation de la sédimentation détritique dont la plus grande partie des éléments serait d'origine cévenole.

Le caractère régional de ces épandages et l'absence d'éléments appartenant de façon certaine aux formations paléozoïques voisines confirment en partie cette hypothèse. La nature pétrographique et la texture des gros éléments du poudingue gréseux (quartz microcristallin à nids granoblastiques, parcouru par des filonnets mieux cristallisés) rappelent bien celles des roches « silicifiées » locales, mais ces seuls caractères ne sont pas suffisants pour étayer l'hypothèse d'une origine locale. L'allure souvent esquilleuse des quartz détritiques peut être due à une fragmentation en cours de transport et ne constitue pas un obstacle à l'hypothèse d'une origine cévenole.

Les niveaux gréseux de la partie supérieure du Trias sont composés de quartz anguleux, de feldspaths potassiques très altérés et du cortège classique de minéraux accessoires ; des associations de biotite et de feldspath évoquent des galets détritiques décomposés ; la sanidine est parfois abondante. La diminution du nombre des galets quartzitiques se produit parallèlement à l'ennoyage général des zones en relief. Quoi qu'il en soit, la conservation des feldspaths altérés est incompatible avec un transport prolongé. L'origine de la sanidine est peut-être à rechercher dans les formations volcaniques du Cambrien inférieur, bien représenté à l'échelle locale.

Les indications du matériel détritique : Le nourrissage des grains de quartz est un phénomène général ; selon A. Bernard, les nourrissages généralisés indiquent un milieu marin ou proche du marin. Les agradations feldspathiques sont par contre inexistantes, leur

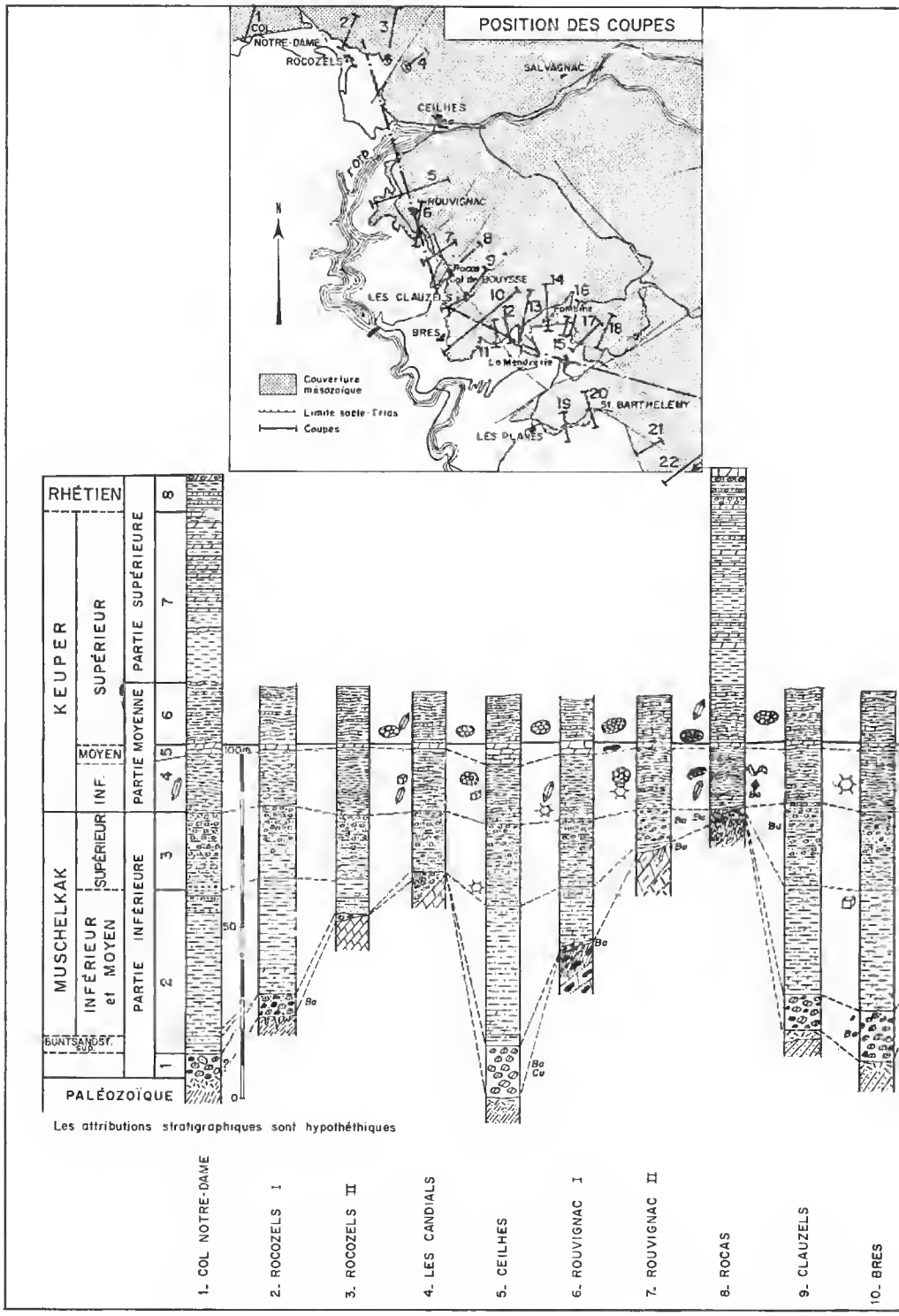
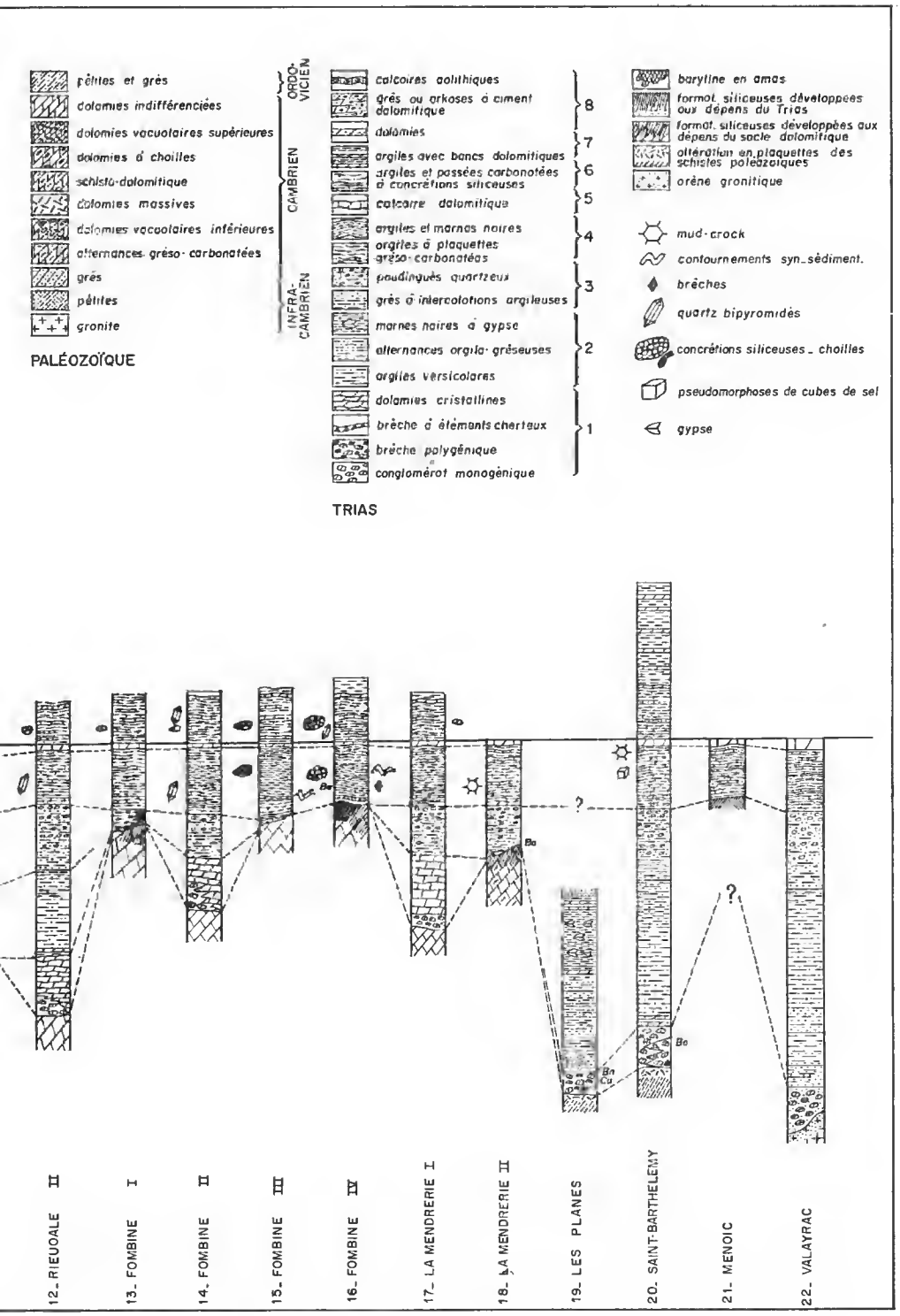


Fig. 13. — Comparaison des coupes d



, variations de faciès et de puissances.

absence évoquerait par opposition un milieu littoral pauvre en ions et la proximité du continent nourrissier.

Les corrosions par le ciment carbonaté affectent les éléments détritiques et leurs auréoles de nourrissage, et ne s'accompagnent pas de néoformations phylliteuses ; même si une partie de ces transformations doit être mise sur le compte d'une altération superficielle récente, leur généralité indique un milieu lessivant.

Au niveau de la partie supérieure du Trias, les agradations feldspathiques interviennent (auréole d'agradation albitique des sanidines détritiques) dans la fraction détritique fine, tandis que les corrosions des quartz et des feldspaths (entraînant parfois le remplacement total de ces derniers) caractérisent les niveaux les plus grossiers. La coexistence de ces deux types de transformations montre l'intrication de conditions confinées et de conditions lessivantes, peut-être imputables à des phénomènes de dilution accompagnant les décharges de matériaux clastiques.

L'abondance des figures de ravinement et des éléments intraclastiques témoigne de l'existence de courants à capacité érosive non négligeable.

Les indications de la fraction carbonatée : Le matériel calcaréo-dolomitique est toujours représenté à la base du Trias : ciment des formations conglomératiques, ciment de l'arène granitique ou des plaquettes schisteuses, dolomies cristallines ; sa présence traduit le calme des eaux de transgression qui possèdent une énergie insuffisante pour arracher, puis entraîner les matériaux éluviaux, même fins, qui encombrent sa surface.

L'apparition des carbonates en bancs bien individualisés se produit parallèlement à celle de la kaolinite (terme 4), les implications paléomorphologiques et paléoclimatiques ont été soulignées précédemment. L'existence de faciès oolithiques (oolithes parfois fragmentées) traduit l'agitation du milieu de dépôt au niveau des formations 4.

Les structures sédimentaires : Faible bathymétrie et exondations répétées sont illustrées par la présence de nombreuses fentes de dessiccation dans les argiles versicolores, les grès et les formations marneuses 4.

Oolithes, contournements des strates, bréchifications intraformationnelles témoignent en outre de l'instabilité du milieu pendant le dépôt des termes de la partie moyenne du Trias. L'existence de passées conglomératiques dans les plaquettes carbonatées (4) sont en outre observables près de Rouvignac.

Les pseudomorphoses gréseuses de cubes de sel sont abondantes dans les termes 2 et 4. Quel que soit le processus de formation invoqué, ces *pseudomorphoses caractérisent des influences marines et une position en bordure du bassin pénésalin* ; ces influences peuvent en outre être plus nombreuses que ne l'indiquent les traces de cubes de sel, la plupart d'entre elles étant effacées lors des décharges détritiques.

La présence de facules anhydritiques, conservées dans les quartz de néoformation, est un argument supplémentaire en faveur de cette hypothèse.

II. ÉTUDE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

Pendant la longue période d'émersion attestée par l'absence de dépôts carbonifères et permiens dans la région de Ceilhes, l'édifice hercynien a subi une intense désagrégation. Les assises de dureté inégale ont réagi différemment à l'érosion, permettant ainsi l'élaboration de zones déprimées dans les parties pélitiques à gréso-pélitiques séparées par des reliefs représentés par les bandes dolomitiques.

A. — Étude paléogéographique

Les différences d'épaisseur de la série triasique enregistrent fidèlement le modelé superficiel de la surface de transgression (compte tenu toutefois de l'exagération des structures par la tectonique tardive).

1. **Le modelé de la surface antétriasique**
(Fig. 13 et 20)

Séries réduites, lacunes de sédimentation, biseautages se manifestent à l'aplomb des reliefs par opposition aux parties affouillées dont le remplissage est caractérisé par des séries puissantes.

a — *La zone des reliefs* (fig. 20)

Une réduction d'épaisseur de l'ordre de 80 m intervient à l'aplomb des collines dolomitiques du col de Bouysse (La Rabasse) et de Fombine (unité d'Avène) par disparition successive des termes 1, 2, 3 et une partie de 4 ; ce simple fait démontre l'importance des paléoreliefs lors de la sédimentation. L'existence des reliefs de Fombine et du col de Bouysse a été signalée par J. Roche (rapport interne BRGM) et M. Aubague (1966, 1967).

Nature : Tous les reliefs sont constitués de dolomies d'âge cambrien appartenant respectivement aux unités lithologiques d'Avène (relief de Fombine), de La Rabasse (reliefs de Rouvignac-col de Bouysse), de Rocozels (reliefs des Gaudials-Rocozels) et de Cénomes (relief des Bailles). Le cas du massif granitique du Mendic sera envisagé plus loin.

Morphologie-héritage des caractéristiques du bâti hercynien : Les zones hautes, parallèles, présentent un allongement SW-NE emprunté à la direction des assises hercyniennes ; leur dimension, perpendiculairement à l'allongement, est calquée sur la largeur d'affleurement des bandes dolomitiques.

Ce type de relief, développé en série monoclinale, mérite malgré l'inclinaison élevée des couches (40 à 60°) l'appellation de cuesta (*in* P. Birot, 1959).

L'abrupt, en l'occurence le flanc méridional, est bien opposé à la pente des couches ; dans le cas précis du col de Bouysse et de Fombine-La Mendrerie, cet abrupt est sans doute accentué par l'activité de failles. Des différences de dureté déterminent au sein de ces zones en relief une succession de reliefs élémentaires séparés par de petites dépressions, dont l'altitude croît jusqu'à l'apex de la structure. La valeur totale de la dénivelée peut être estimée dans le cas du col de Bouysse à 85 m ; la pente moyenne, mesurée entre le point le plus bas de la dépression de Ceilhes et l'apex du paléorelief, peut être évaluée à 3°.

Des cavités karstiques se rencontrent à la partie la plus élevée de la structure : col de Bouysse, Fombine et très latéralement au Coural.

b — *Les dépressions orthoclinales* (P. Birot, 1959)

Leur allongement est perpendiculaire à la plus grande pente des couches ; elles sont élaborées dans les formations pélitiques infracambriennes à St-Barthélémy, gréseuses cambriennes à Brès, gréso-pélitiques cambro-ordoviciennes et infracambriennes à Ceilhes et pélitiques au col Notre-Dame. Leur morphologie et leur dimension sont fonction de la largeur d'affleurement des bandes pélitiques concernées (de quelques centaines de mètres à Brès à plus d'un kilomètre à St-Barthélémy).

A la faveur de ces zones déprimées, le Trias offre une séquence complète.

c — *Anatomie comparée des zones hautes de Bouysse et de Fombine*

Afin d'éviter des descriptions fastidieuses, une série de coupes au 1/1 000 (fig. 13) et une reconstitution paléogéographique (fig. 20) illustrent la morphologie de la surface antétriasique. Seules les structures les plus importantes seront décrites ici (paléocuestas du col de Bouysse et de Fombine).

Le flanc septentrional peu penté débute dans les deux cas, après les dépressions de Ceilhes et de Brès, par un premier ressaut topographique (respectivement Rouvignac I et Rieudale) contre lequel disparaissent le conglomérat de base et une partie des argiles versicolores.

A Rouvignac (lorsque l'on se déplace vers le sommet de la cuesta), la partie située en aval du dôme de Rocas (seulement recouvert par la partie sommitale des grès 3) a une morphologie beaucoup plus complexe et le relief de Rouvignac II (fig. 16 et 20) (sur lequel transgresse le poudingue gréseux) s'intercale entre ces deux reliefs ; à son pied est déposée une formation conglomératique épaisse d'une dizaine de mètres, sous les grès.

A Fombine, une série relativement complète, quoique d'épaisseur réduite, réapparaît à la faveur d'une dépression au pied du dôme de Fombine I (position identique à celle du relief précédent de Rocas) qui marque la disparition d'une grande partie des grès (transgression du poudingue quartzeux terme 3).

L'apex de la structure est réalisé au col de Bouysse et à Fombine IV ; seules les formations marneuses de la partie moyenne du Trias transgressent à ce niveau. La morphologie est en réalité plus complexe à Fombine et un dispositif en marches d'escalier dans l'intervalle desquelles apparaissent les assises dolomitiques cristallines à base conglomératique est illustré dans la figure 20.

Le flanc méridional est abrupt au col de Bonysse, dominant la dépression de Brès. A Fombine, le paléorelief de La Mendrerie (recouvert par les grès 3) accidente la partie située au sud du sommet de Fombine IV dont il est séparé par une dépression dans laquelle se sont déposés plus de 20 m de dolomies cristallines.

Dans le cas de Fombine, la limite entre cette zone haute et la profonde dépression de St-Barthélémy coïncide parfaitement avec le trajet de la faille de Vinas. Le flanc méridional de la paléocuesta du col de Bonysse correspond à la partie visible de la faille de Lamalou (voir étude structurale).

d — *Cas particulier du massif granitique du Mendic et de la région des Bailles*

Le massif granitique limite au sud la dépression de St-Barthélémy. Une étude gravimétrique (*in* M. Aubague, 1967) a mis en évidence une anomalie négative centrée sur la partie nord du massif. Sous les terrains secondaires du Larzac, « le périclinal de l'anomalie en vient à dépasser légèrement la vallée de la Lergue », coïncidant ainsi avec l'extension orientale connue du granite.

En raison des nombreuses failles qui effondrent le Trias au contact du massif, les observations de terrains n'apportent pas d'arguments décisifs prouvant son rôle de haut-fond ; cependant, entre les coupes 21 et 22 (fig. 13) à peu de distance du hameau de la Grande Bonnaffe, la partie inférieure du Trias, partiellement conservée, fait apparaître une puissance nettement réduite (20 m environ) d'argiles versicolores dont l'épaisseur atteint plus de 50 m à Valayrac, légèrement plus au sud. Ces données permettent de soupçonner l'existence d'un haut-fond à l'emplacement de la partie septentrionale du Mendic.

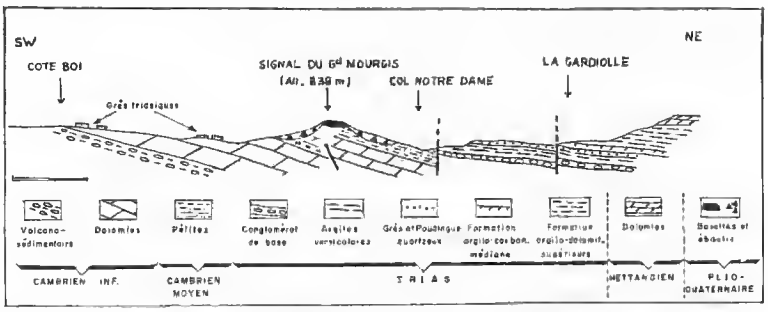


Fig. 14. — Position des lambeaux gréseux triasiques de la région des Bailles.

La région des Bailles-Rocozels (fig. 14) : A l'est de Rocozels, le poudingue gréseux repose, soit directement, soit par l'intermédiaire d'un mince niveau bréchique, sur les dolomies très irrégulièrement silicifiées, flanquées d'une partie de leur complexe tuffacé de l'unité de Rocozels. Cette paléostructure n'apparaît qu'à la faveur d'une fenêtre, au cœur des grès disposés en voûte anticlinale ; sa morphologie est par conséquent difficile à préciser. Sa pente devait cependant être forte, si l'on en juge par la réapparition rapide des argiles un peu en aval dans le talweg. Un dispositif comparable est observable (à 500 m en direction de Rocozels) : les grès s'étalent directement sur les dolomies et sur l'encroûtement bréchiforme qui empâte leur surface.

La découverte, sur la colline dominant le hameau de Bailles, près de la cote 801 et du Signal du Grand Mourgis, de blocs de grès et de poudingue gréseux de grande taille, épars à la surface des dolomies, démontre le rôle paléogéographique vraisemblable de cette zone septentrionale ; aucun autre terme de la série triasique n'est représenté ; la surface des dolomies est diaclasée, bréchifiée sur place (cimentée par de la barytine ou des carbonates bien cristallisés) ; un tel dispositif évoque la transgression des grès sur une zone haute de nature dolomitique, donc analogue aux structures de Rocas ou de Fombine.

2. Influence des reliefs sur la sédimentation triasique
(Fig. 13 et 20)

Grâce aux variations de puissance des termes de la partie inférieure du Trias, nous avons pu établir l'existence et la morphologie des paléoreliefs de la haute vallée de l'Orb. L'intervention directe de chacun d'eux se marque non seulement par ces variations, mais aussi en contrôlant la répartition des différents faciès. Nous allons reprendre l'examen des unes et des autres.

a — *Les variations de puissance*

Elles se manifestent à Bonysse et à Fombine IV par la disparition des termes 1, 2, 3 et une partie de 4 : elles se produisent par biseautage brutal contre les flancs des reliefs. Il s'ensuit que chacun des niveaux de plus en plus élevés de la colonne stratigraphique dépasse en extension les termes immédiatement sous-jacents ; le phénomène est répété jusqu'à enfouissement définitif de la partie apicale de la paléocuesta.

Les réductions par condensation dues à la subsidence différentielle sont nettement subordonnées : l'exemple le plus démonstratif est la réduction du banc de carbonates médians : 6 m près de Ceilhes, nettement inférieur à 1 m près du dôme de Rocas.

b — *Les variations de faciès* (fig. 13)

Au niveau de la partie inférieure du Trias, les reliefs fournissent les matériaux grossiers de la base du Trias. De la distance relative des formations conglomératiques aux reliefs dépend la constitution des premières. Si l'on peut considérer les conglomérats monogéniques (à éléments de dolomies) comme des accumulations éluviales à peine remaniées, il est logique d'admettre que dans les zones plus éloignées des reliefs ou dans la partie centrale des dépressions orthoclinales un apport et un brassage de matériaux ont entraîné la formation de brèches polygéniques : ces phénomènes ont pu d'ailleurs se produire en grande partie avant la transgression.

A Ronvignac II, une fragmentation « in situ » des dolomies du flanc du relief est observable ; les éléments sont fixés par un ciment carbonaté, bien cristallisé à la base des argiles et grès qui « fossilisent » la morphologie du relief. Les brèches à éléments cherteux, qui « empâtent » la surface des paléoreliefs, empruntent leurs éléments aux formations immédiatement sous-jacentes. Dans les deux cas, les éléments n'ont pu être entraînés avant l'enfouissement de la structure. Le démantèlement s'est poursuivi jusqu'à l'ennoyage de

la structure ; ces brèches ne sont donc pas des épisodes synchrones, il est seulement possible de préciser la limite supérieure de leur période de formation.

Dans d'étroites dépressions séparant les reliefs élémentaires, on observe des dépôts de dolomies cristallines englobant à l'extrême base des niveaux conglomératiques : ils résultent certainement de dépôts dans des lagunes paraliques, protégées des apports locaux par les reliefs qui les encadrent ; les matériaux conglomératiques, accumulés au bas de la dépression sont conservés à la base. Dans une telle hypothèse, ces dolomies représenteraient une partie ou la totalité des termes triasiques non déposés (argiles ou grès).

Les paléoreliefs de Fombine se prolongent dans la région du Coural (à l'ouest) par une colline dolomitique sur le flanc de laquelle est situé un alignement de brèches décrites précédemment : elles représentent sans doute d'anciennes accumulations éluviales, non remaniées, situées au-delà de la limite de dépôt du Trias.

A la lumière de ces données, la formation des niveaux conglomératiques de base n'apparaît pas comme le résultat de décharges grossières, mais plutôt comme la cimentation d'accumulations éluviales, déposées au pied des reliefs, au fond de dépressions morphologiques ou encombrant la surface de dépôt. Le brassage de matériaux observable dans la partie centrale des dépressions est certainement antérieur à la transgression (brassage par les eaux superficielles).

Au niveau de la partie moyenne du Trias : Sur les flancs des paléoreliefs de Rocas et de Fombine III et IV, le terme marneux 4 passe latéralement à un ensemble de marnes noires dont l'épaisseur dépasse 20 m. Le développement de la matière organique exige des conditions hydrodynamiques de basse énergie, peu compatibles avec une position de haut-fond : dans les parties plus éloignées, un enrichissement dû au caractère ralenti de la sédimentation ou bien la destruction dans les conditions plus oxydantes, peuvent être envisagés : le fait que la puissance de ces marnes noires soit nettement supérieure à celle de leur équivalent latéral suggère qu'elles occupent une partie en dépression frangeant les reliefs considérés. On note en outre, au sommet, un développement plus important des niveaux carbonatés.

L'abondance des litages contournés, des remaniements intraformationnels, au sein des formations 4 et 6 au col de Bonysse et à Fombine IV, sont les témoins de l'instabilité du fond pendant la sédimentation. La présence locale des oolithes dans ce faciès de haut-fond indiquerait une faible épaisseur de la lame d'eau.

3. Conclusions : définition des deux domaines de sédimentation

L'étude lithostratigraphique et paléogéographique a permis d'individualiser deux domaines caractérisés au niveau de la partie inférieure et moyenne du Trias seulement, par une série d'épaisseur et de faciès différents.

Un domaine moyennement subsident caractérisé par une série relativement complète comprenant :

— la partie inférieure du Trias (âge bundsanstein à muschelkalk : l'abondance des matériaux détritiques grossiers, les teintes rouges dominantes et la nature illitique de la fraction argileuse sont les caractères majeurs.;

— la partie moyenne (Muschelkalk à Keuper moyen) caractérisée par la rémission des apports détritiques grossiers, des teintes plus sombres, l'individualisation des carbonates en bancs et l'apparition de kaolinite ; la fréquence des indices de faible bathymétrie et d'exondation temporaire, les témoins d'incursions d'eaux marines (pseudomorphoses de cristaux de sel) sont nombreux.

Un domaine de haut-fond (la série correspondante est bien individualisée près de la partie apicale des paléocuestas) : la colonne stratigraphique est caractérisée par la lacune de la presque totalité de la partie inférieure du Trias (à l'exception de la partie sommitale des grès, localement à ciment siliceux).

Les différences sont surtout sensibles au niveau de la partie moyenne. On note :

— passage latéral du terme 4 à un ensemble d'argiles et de marnes noires dont l'épaisseur est plus importante, possédant à la base des niveaux de calcaires dolomitiques, localement oolithiques, à passées chertenses et remaniements intraformationnels ;

— variation dans la répartition des carbonates : plusieurs bancs de calcaire dolomitique vacuolaire sont observables au-dessus du niveau principal d'épaisseur réduite, de couleur rouge ;

— enrichissement en concrétions silicenses.

L'ennoyage des paléoreliefs les plus élevés intervient après le dépôt des termes de la partie moyenne du Trias ; la partie supérieure se caractérise donc par son homogénéité lithologique ; elle ne présente pas de variations notables près des hauts-fonds, si ce n'est une réduction de puissance dont il est difficile d'évaluer l'importance.

B. — Étude structurale

Examinons succinctement l'histoire structurale à l'échelle régionale ; le Permien constitue dans l'ensemble une période de calme orogénique, seulement marquée par le jeu de quelques failles et gauchissements (B. Gèze, 1949) ; des « bombements doux et progressifs du socle antétriasique intervenant pendant la sédimentation » (A. Bernard, 1958) représentent certainement les seules manifestations tectoniques de l'époque triasique.

Des faisceaux de failles orientées SW-NE à SSW-NNE, conformes aux directions d'écaillages hercyniens : faisceau Montagnol-La Couvertoirade, faisceau de St-Michel du Larzac comportant la faille du Vinas-Mas Audran, faisceau de La Vacquerie, compartimentent les terrains secondaires des Causses ; en ce qui concerne ces deux derniers, M. Aubague *et al.* (1966) considèrent que « le rejeu alpin dominant masque certainement la réelle activité pendant le Lias ».

L'activité tectonique tertiaire est en fait la plus apparente ; sur la bordure cévenole, J. Goguel (1936) propose un âge oligocène inférieur pour les failles E-W et oligocène supérieur pour les failles NNE-SSW. Outre un système de failles normales NE-SW, antépyrénéen (secondaire ou éocène), Proust et Séguret (1955) distinguent une phase de compression N-S, pyrénéenne (postvalanginienne, antéoligocène) et une phase de distension tardive oligocène ou postoligocène.

Cinq phases de déformation ont été individualisées au cours de l'évolution structurale postjurassique du domaine péri-cévenol (J.-C. Macquar, 1973, à paraître).

A l'échelle locale, les assises mésozoïques offrent l'aspect d'une série calme, dont les termes sont affectés d'un pendage moyen de 10 à 15° vers le NE. Les perturbations tecto-

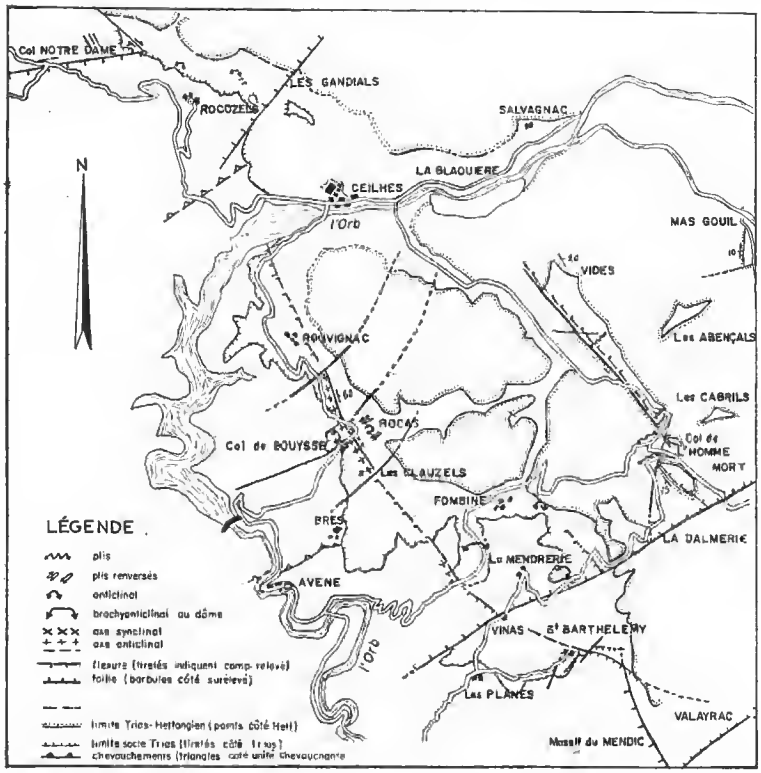


Fig. 15. — Esquisse structurale (échelle 1/50.000e).

niques les plus importantes sont localisées dans deux bandes parallèles orientées SSW-NNE, distantes de 2 km, perpendiculaires aux directions hercyniennes : l'ensemble occidental (failles normales, plis droits ou renversés parfois avec schistosité, brachyanticlinaux) frangeant la limite socle-Trias et l'ensemble oriental (failles, plis, flexures) (fig. 15).

1. Les grandes familles d'accidents cassants

a — *Les failles NNW-SSE à NW-SE*

De nombreuses observations ont permis de limiter considérablement l'importance attribuée sur la feuille de St-Affrique à *la faille du col Notre-Dame* :

— au col Notre-Dame, le conglomérat et le substratum schisteux sont effectivement séparés par un plan de faille vertical, WSW-ENE ;

— aucune observation ne justifie son tracé entre le col et Rocozels (le conglomérat repose en contact normal sur les pélites schistosées, rubéfiées et cimentées sur place par un matériel dolomitique ocre) ;

— à la sortie du village de Ceilhes, le lambeau d'Hettangien décalé au contact de la faille présente davantage l'aspect d'une loupe de glissement de la corniche hettangienne ;

— de Ceilhes à Salvagnac affleurent les argiles du Keuper et non les termes de la partie inférieure du Trias ;

— à Vides, le Rhétien, biseauté au contact de l'accident sur la bordure occidentale, existe en réalité, relevé à 90° et passant apparemment en continuité aux premiers niveaux ondulés de l'Hettangien ; cette flexure est vraisemblablement faillée sur une partie au moins de son parcours, mais l'importance de cet accident ne peut être comparée à celle de la faille du col Notre-Dame figurée sur la feuille de St-Affrique ;

— la fenêtre triasique de La Dalmerie est limitée à son extrémité septentrionale par une fracture dont la direction NNE-SSW est peu compatible avec celle de la faille précédente.

En conclusion, ces trois accidents : col Notre-Dame s.s., Vides et La Dalmerie peuvent être considérés comme indépendants.

La faille du Mendic met en contact le granite et la partie sommitale des grès triasiques silicifiés et redressés ; le rejet, difficile à évaluer, n'excède pas 30 m.

Ces failles n'ont qu'une signification locale et le rapport avec les structures paléogéographiques n'apparaît pas nettement.

b — *Les failles WSW-ENE à SW-NE* (fig. 15)

La faille de Lamalou prolonge en direction le contact des dolomies et des grès cambriens et se superpose donc à la limite méridionale de la paléocuesta du col de Bouysse ; elle suit le talweg de Lamalou et disparaît à la traversée de la fenêtre de Vides, selon la feuille de St-Affrique. En réalité, aucune observation ne justifie à ce niveau l'existence d'un accident et le « filon » de Rouvignac ne subit, contrairement aux indications de la carte, aucun décalage au col.

Néanmoins, l'existence d'un effondrement est nécessaire pour rendre compte de la différence d'altitude qui sépare le conglomérat des Clauzels de son homologue du col. Cet accident, très redressé, est net dans le substratum (il sépare grès et dolomies cambriennes) ; son influence n'est plus sensible au niveau des marnes de la partie moyenne du Trias qui recouvrent définitivement le paléorelief. On peut conclure semble-t-il à un lent affaissement du compartiment de Brès pendant le dépôt des termes de base du Trias (conglomérat, argiles versicolores et grès en partie) correspondant au rejeu d'un accident antétriasique, accentuant vraisemblablement le caractère abrupt de la retombée méridionale du paléorelief du col de Bouysse (fig. 17) ; seul un niveau bréchique à éléments contournés atteste l'instabilité du fond au voisinage des Clauzels.

La faille de Vinas met en contact les argiles versicolores du compartiment méridional et les alternances gréso-carbonatées cambriennes à Vinas, les niveaux ondulés de la base de l'Hettangien et les marnes noires du Toarcien près de la maison cantonnière du col de l'Homme-Mort. Après un relais, elle recoupe les formations jurassiques des Causses, passe au Mas-Audran et s'amortit à l'extrémité méridionale des Cévennes ; son rejet, évalué à 50 m près de La Dalmerie, doit être supérieur à 150 m au col de l'Homme-Mort ; la valeur de son plongement vers le SE doit être voisine de 80°. Elle limite précisément deux domaines paléogéographiques différents, à savoir le paléorelief de La Mendrerie recouvert par le poudingue gréseux (terme n° 3) et la dépression des Planes-St-Barthélémy contenant une série triasique puissante avec niveaux de gypse ; son tracé coïncide donc exactement avec la limite méridionale de la paléocuesta de Fombine-La Mendrerie.

La faille de Valayrac, dont le rejet vertical ne doit pas excéder 30 m, correspond à la limite sud de l'anomalie gravimétrique précédemment citée. Si l'on considère que les réductions d'épaisseur de la série triasique interviennent immédiatement au nord de cette faille, cette dernière semble occuper une position paléogéographique très analogue à celle des failles de Lamalou et de Vinas.

Du massif du Mendic jusqu'à Ceilhes, l'ensemble occidental est jalonné par un alignement de failles passant à des flexures qui seront étudiées ultérieurement.

Essai d'interprétation. — En résumé, quelle que soit l'importance de ces failles, leur coïncidence avec les limites méridionales des flancs à pente forte de chacune des paléocuestas ou de la partie supposée en relief du massif du Mendic est une donnée fondamentale.

Le rôle de haut-fond joué par la partie septentrionale du massif granitique du Mendic, conformément à l'orientation générale des paléoreliefs dolomitiques ne peut se concevoir sans l'intervention d'un accident antétriasique exhaussant le panneau considéré.

Les failles SW-NE pourraient donc bien correspondre à une phase de distension finihercynienne et antétriasique, réutilisant les directions structurales de l'édifice hercynien.

Un premier rejeu tendant à accentuer la dénivelée des paléocuestas pendant la sédimentation des niveaux inférieurs du Trias peut être envisagé. Leur rejeu ultérieur en décrochement au cours de l'activité pyrénéenne est attesté par l'abondance des stries inclinées entre 15 et 22°.

c — *Autres accidents*

Le filon barytique de St-Barthélémy emprunte le trajet d'une fracture de direction E-W, s'incurvant sur la rive gauche du ruisseau d'Arnoye vers une direction NW-SE ; son plongement moyen est de 60° vers le nord ou le nord-nord-est. Les stries de glissement verticales sont les plus fréquentes, cependant certaines sont inclinées entre 40 et 55° vers le nord. Dans le prolongement du filon, des stries inclinées à 20° indiquent une importante composante horizontale. Le rejet total ne dépasse pas 30 m. Le broyage intense des terrains triasiques témoigne des rejeux de la structure. Vers le nord, après disparition du filon, la fracture ne se manifeste plus dans les terrains triasiques que par une flexure abaissant le compartiment septentrional.

Une brèche à éléments basaltiques (cheminée ?) s'intercale sur le trajet du filon (volcanisme plio-quaternaire).

L'état d'intense rubéfaction des schistes paléozoïques dans le compartiment exhaussé par la faille est une constatation importante, mais l'âge de cette altération ne peut être fixé avec certitude.

Au nord du hameau de Ceilhes, des stries peu inclinées indiquent un mouvement en décrochement dans un petit réseau de fractures verticales (orientées N 25° E, N 50° E et N 160° E).

2. Plis, flexures et schistosités

Les paragraphes suivants seront consacrés à l'étude des deux bandes parallèles, orientées NNW-SSE, qui présentent les perturbations tectoniques les plus importantes. L'espoir

d'esquisser une chronologie relative des déformations posthercyrienne est autorisé dans la partie occidentale où une observation simultanée des structures est possible.

a — *L'ensemble occidental* (fig. 16, 17, 18)

L'étude des déformations fait intervenir la notion de « zones silicifiées » sur la morphologie desquelles est souvent calquée la forme des plis. Bien que les silicifications soient l'objet de la troisième partie de ce mémoire, il paraît nécessaire pour une meilleure compréhension des faits structuraux d'en dégager sommairement les grandes lignes morphologiques ; deux types seront distingués :

— *Les zones « silicifiées » linéaires* : succession de segments orientés N 150° E à N 160° E, dont l'épaisseur peut atteindre 20 m et qui apparaît à la faveur des points hauts de la surface antétriasique ; ils sont observables sur une distance supérieure à 10 km depuis la partie méridionale du massif du Mendic au sud jusqu'au hameau de Rouvignac au nord ; cet alignement matérialise la limite actuelle d'extension vers l'ouest des terrains triasiques et est connu sous le nom de « filons » de quartz du Mendic, Vinas, Rieudale-Cantérise et Les Clanzels-Rouvignac.

— *Les zones « silicifiées » en dômes* : il s'agit de carapaces siliceuses dont l'épaisseur est souvent difficile à évaluer, ayant grossièrement la forme de dômes et coiffant la surface des paléoreliefs de Rocas, col de Bouysse, Fombine I et IV et La Mendrerie ; l'extension horizontale visible dépasse 500 m à Fombine I (dans la plus grande dimension).

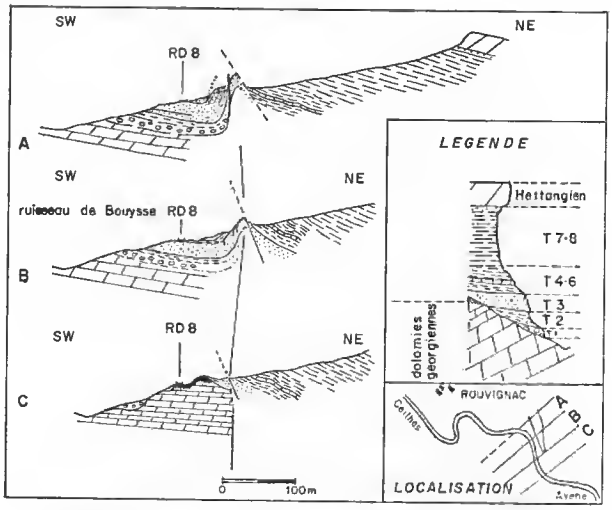


Fig. 16. — Coupes des zones silicifiées de Rouvignac.

Les anticlinaux très allongés NNW-SSE : Ils correspondent exactement aux zones silicifiées linéaires. La longueur de chaque segment plissé est variable, elle peut atteindre 1 400 m et son amplitude, perpendiculaire à l'allongement, dépasse localement 20 m mais de nombreuses réductions, voire des pincées peuvent intervenir sur le parcours. Malgré quelques disharmonies locales, les flancs présentent un pendage moyen de 60 à 70°. Le flanc oriental coïncide souvent avec une fracture qui abaisse les terrains triasiques au contact de la structure ; les stries indiquent une composante exclusivement verticale du mouvement.

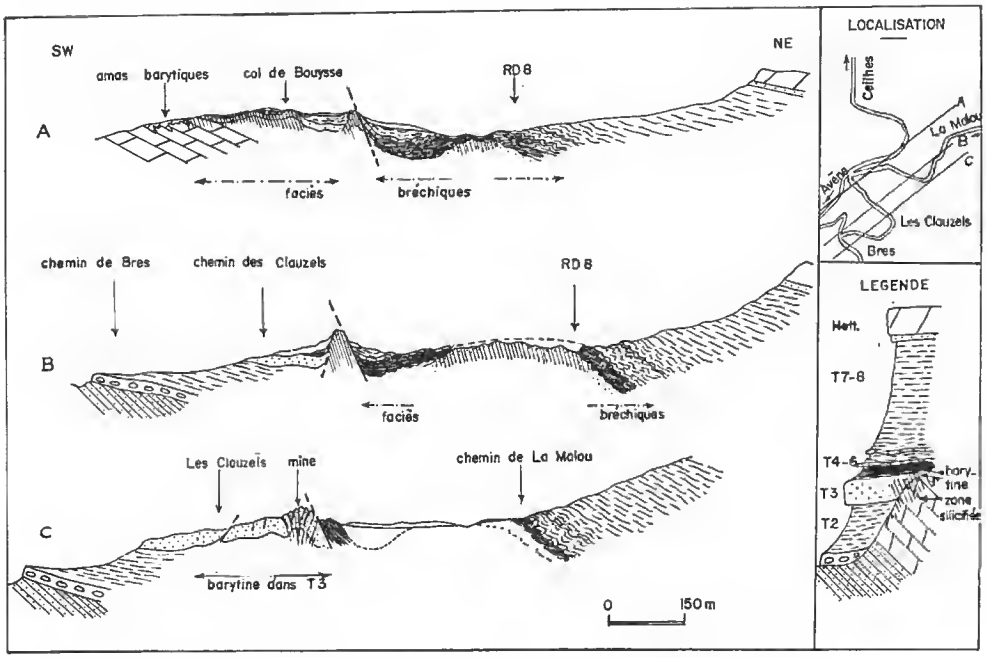


Fig. 17. — Coupes des zones silicifiées de Rocas-col de Bouysse.

Une seule terminaison périclinale a pu être observée, aux Clauzels, dans les grès triasiques.

La masse quartzeuse ainsi ployée s'avère constituée de terrains triasiques (essentiellement grès ou plaquettes carbonatées). A Rieudale, un travers-banc creusé dans les dolomies paléozoïques en direction du « filon » n'a rencontré en profondeur qu'une brèche à éléments dolomitiques et ciment quartzeux (A. Grandjean, 1935). Sans autre précision il est malaisé d'interpréter cette observation ; cependant, il est tentant d'attribuer cette brèche au passage d'une fracture qui suivrait l'anticlinal à cœur de Trias silicifié.

La disposition anticlinale n'a pu être observée ni à Vinas, ni au Mendic. Ce dernier point sera discuté à propos des silicifications.

Trois directions de schistosité de fractures peuvent être mesurées à la surface de la masse quartzeuse : N 150° E à N 160° E à plongement vertical, parallèle au plan axial de la structure, N 100° E, verticale, et N 40° E plongeant vers le sud-est, nettement subordonnée. En outre, la terminaison périclinale des Clauzels est affectée d'un réseau de fractures divergentes à partir du cœur de la structure, orientées N 100° E (verticales ou plongeant à 80° vers le sud) et N 140° à N 160° E (plongement à 45° vers l'ENE).

Les terrains triasiques sont redressés au voisinage des anticlinaux, conformément au pendage des flancs de la structure. La surface de chacun des bancs de grès présente des stries indiquant un mouvement de glissement des bancs les uns sur les autres et une importante fracturation. Une telle disposition suggère un mouvement d'extrusion de la structure quartzeuse au sein des formations encaissantes.

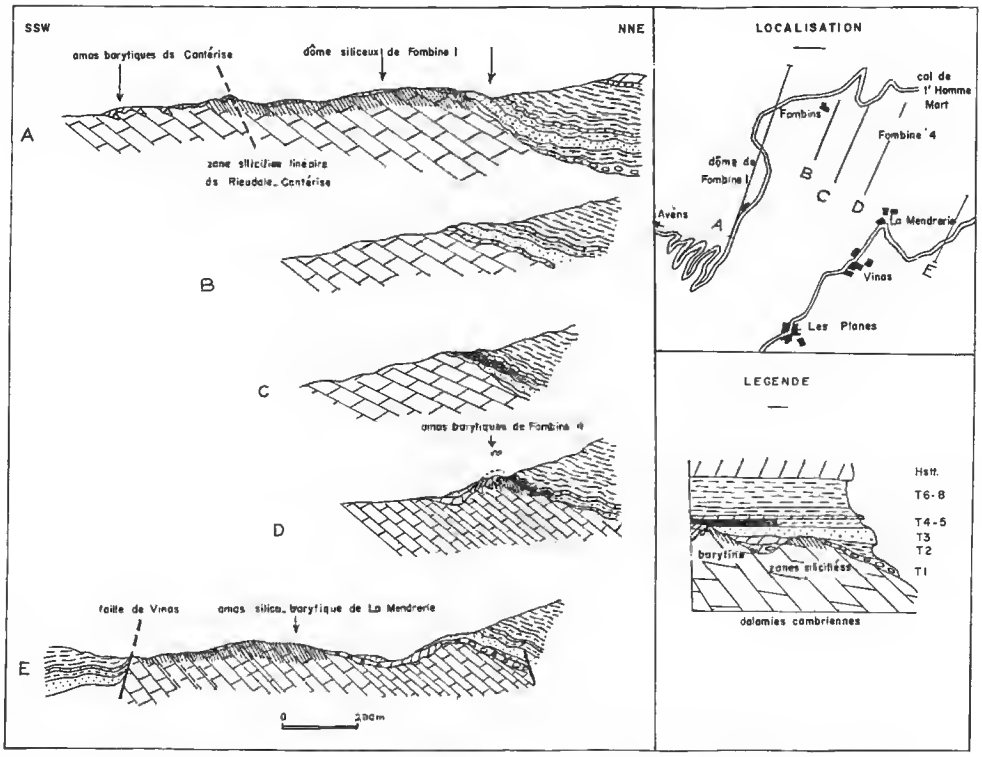


Fig. 18. — Coupes des zones silicifiées de Fombine-La Mendrerie.

Dômes et brachyanticlinaux (fig. 16, 17, 18) : Les terrains de la partie moyenne du Trias présentent de part et d'autre des amas siliceux une disposition anticlinale dont l'allure est l'image exacte de celle de l'amas : dômes et brachyanticlinaux allongés NE-SW selon la direction des paléoreliefs sont ainsi observables à Rocas, au col de Bonysse, à Fombine I et IV et à La Mendrerie. L'amplitude verticale de la déformation ne peut pas être évaluée avec précision et la plus grande dimension horizontale atteint 500 m à Fombine I. Le pendage des flancs, compliqué de nombreuses ondulations de détail, varie de 35° environ à Rocas à 60° à Fombine IV.

Comme dans le cas précédent, les grès et éventuellement les plaquettes gréso-carbonatées constituent l'essentiel des terrains reconnaissables dans la masse siliceuse ; les dolomies cambriennes silicifiées sont parfois représentées au cœur de la structure.

Les fractures les plus importantes ont les caractéristiques suivantes : N 40° E, N 50° E (pendage variant de la verticale à 80° SE) à Rocas et Fombine I, N 100° E (plongement 80° S) et très accessoirement N 140° E.

Plis renversés de Rocas : Sur les flancs ouest et est du dôme de Rocas, les marnes noires à fines passées carbonatées et parfois les bancs de carbonates eux-mêmes sont affectés de plis isoclinaux, renversés, d'amplitude décimétrique (Rocas) à métrique (chemin de Lama-

lou) ; leur plan axial, orienté N 140° E à N 160° E, a un plongement variable (de 30 à 60°) concordant le plus souvent avec le plongement du flanc du dôme quartzeux sous-jacent et soulignant ainsi la dépendance étroite de ces deux types de structures.

Le litage apparent des marnes noires correspond en réalité à une schistosité de plan axial.

Dans la partie septentrionale du dôme, l'épaisseur des marnes noires se réduit considérablement — elle s'annule sur un appendice du dôme —, définissant un biseau qu'il est difficile d'attribuer à une simple disharmonie tectonique.

b — *L'ensemble oriental* (fig. 19)

Au travers des entablements hettangiens de la bordure orientale du secteur, six fenêtres de Trias supérieur, dont quatre figurent sur la feuille au 1/80 000 de St-Affrique, peuvent être dénombrées.

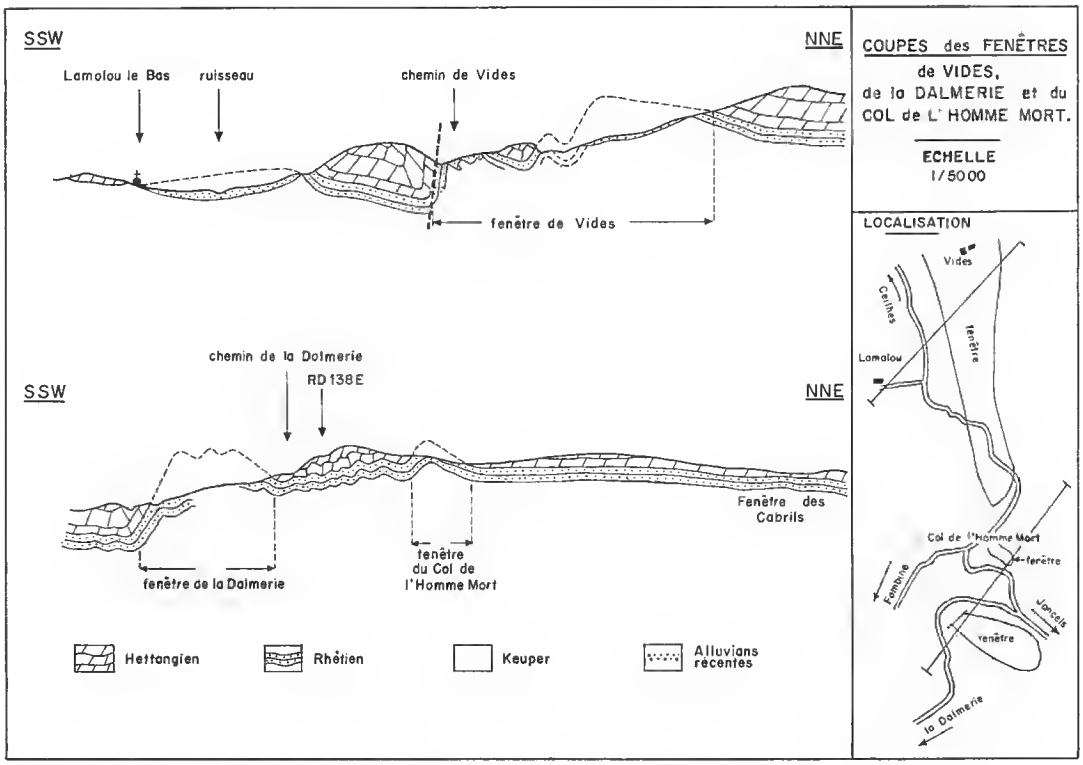


Fig. 19. — Coupes des fenêtres triasiques isolées de la région orientale.

Les fenêtres de Vides, du col de l'Homme-Mort et de La Dalmerie (fig. 19) : la fenêtre de Vides, représente le genou d'une flexure orientée N 140° E à N 150° E abaissant le compartiment occidental. Sur la feuille de St-Affrique sa limite occidentale coïncide avec le trajet de la grande faille du col Notre-Dame au contact de laquelle disparaissent les assises

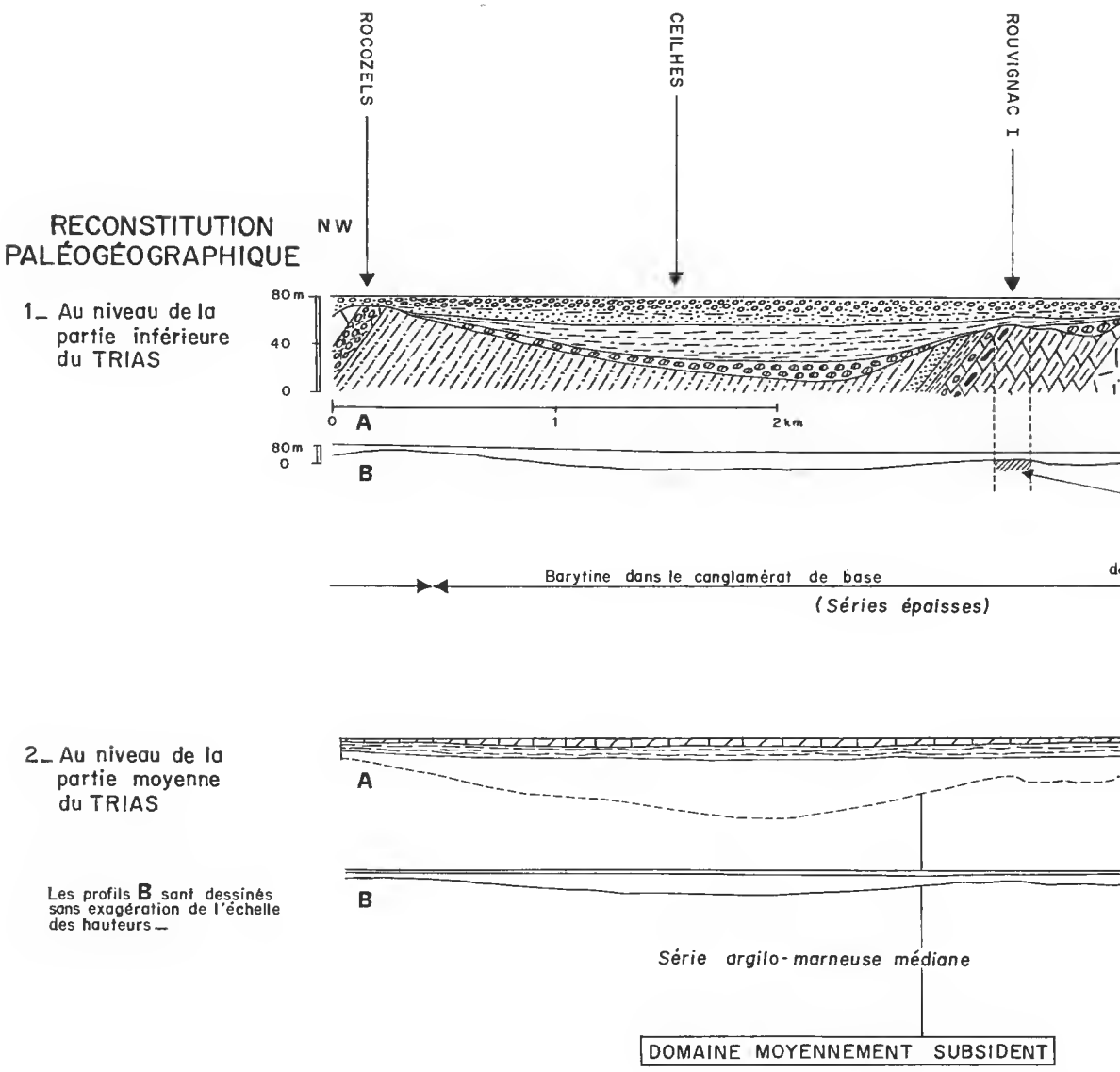
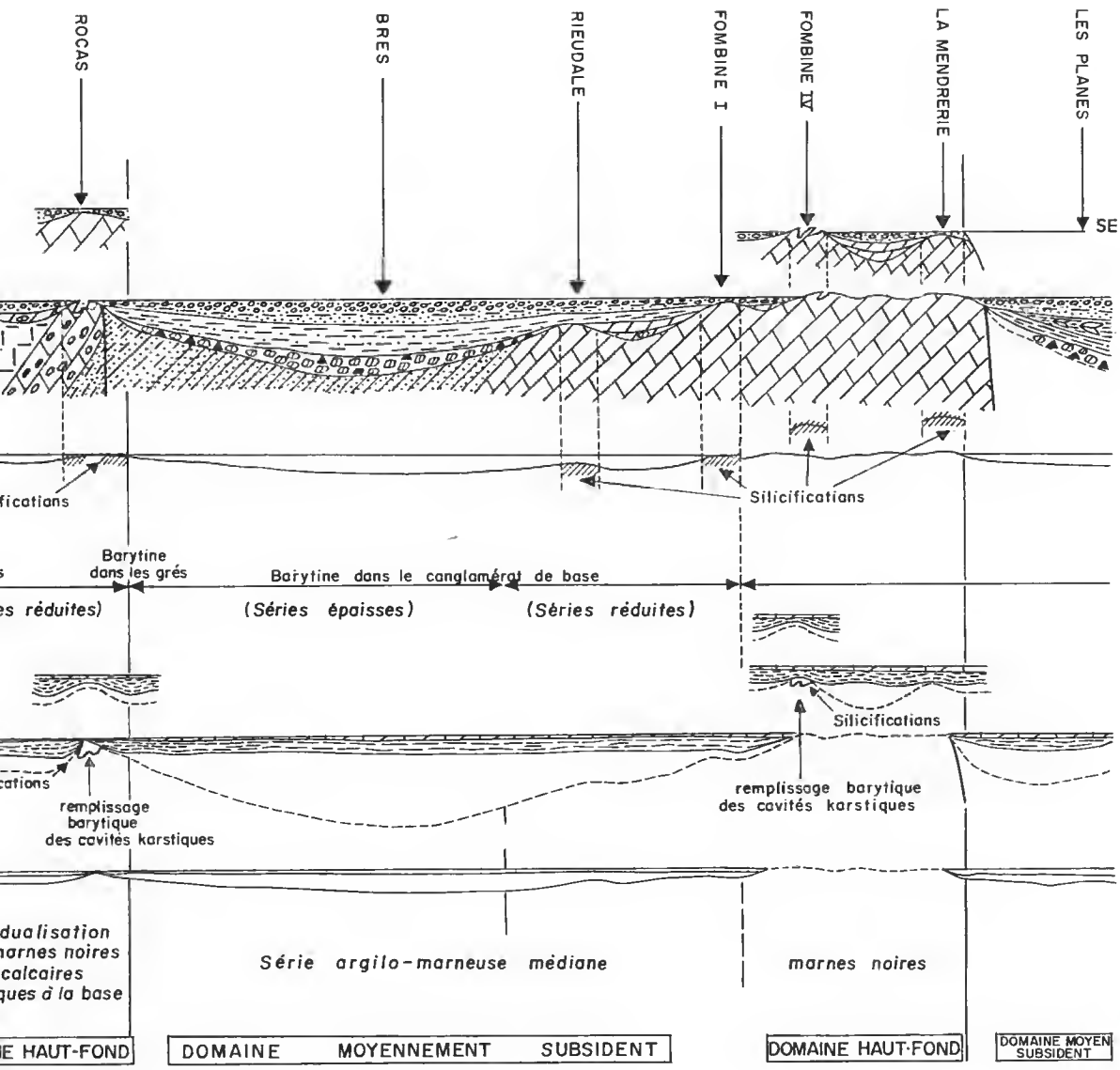


Fig. 20. — Reconstitution



éographique et structurale.

rhétiennes. Cette flexure peut passer localement à une faille sur une partie de son parcours, mais l'existence de Rhétien, affecté d'un pendage vertical, passant en continuité apparente aux niveaux ondulés de l'Hettangien, limite considérablement l'importance de cet accident.

L'axe de cette flexure est en réalité compliqué de nombreux replis à charnière aiguë, parallèle à sa direction, dont l'amplitude varie de quelques décimètres à une dizaine de mètres. Une série de plis et de flexures de directions comparables, affectent l'Hettangien au-delà de la terminaison méridionale de cette fenêtre (bien visibles au col).

La fenêtre du col de l'Homme-Mort (bord oriental de la route Ceilhes-Joncels) est alignée dans l'axe de celle de Vides.

La fenêtre de La Dalmerie, décalée vers l'ouest par rapport à celle de Vides, montre une disposition analogue : flexure N 140° E abaissant le compartiment occidental.

Les fenêtres isolées du Mas-Gouil, des Abençals et des Cabrils : de forme grossièrement triangulaire avec un grand axe orienté N-S au Mas-Gouil, WSW-ENE pour les deux autres, apparaissent dans un contexte peu plissé, vraisemblablement à la faveur de décrochements ou de bombements dans les terrains du Causse. Elles illustrent la faible épaisseur de la couverture hettangienne dans toute cette partie orientale.

3. Essai d'interprétation

Sur la bordure occidentale, les plis anticlinaux, dont l'allure est rigoureusement calquée sur la morphologie des zones « silicifiées » sous-jacentes (dômes ou anticlinaux linéaires), résultent d'une évolution complexe ; l'interprétation fera nécessairement intervenir des arguments qui seront développés à propos de silicifications (3e partie).

a — L'existence d'un biseau sédimentaire des marnes noires contre l'amas siliceux de Rocas constitué essentiellement de grès triasique (au nord du dôme, les termes carbonatés surincombants se moulent à la surface du dôme siliceux sans intercalation de marnes noires) est une preuve de l'existence de mouvements intratriasiques. L'apparition de remaniements intraformationnels (contournements, glissements, brèches) au sein des formations argilo-carbonatées 4 du col de Bouysse témoigne par ailleurs de l'instabilité du fond pendant le dépôt de ces termes. Il est dès lors logique de penser que les déformations souples intratriasiques ont pu débuter pendant le dépôt des grès (terme 3) et se poursuivre pendant celui des marnes noires (terme 4).

b — La flexion en anticlinaux allongés, réguliers, étroits ou en voûtes, voire en « cloches » à flancs fortement pentés de telles masses quartzeuses paraît difficile sur le plan purement mécanique, compte tenu du fait que l'on se trouve dans un étage structural très superficiel. Cette constatation conduit à supposer que les déformations souples et la silicification sont des phénomènes synchrones et ceci d'autant mieux qu'une relation génétique apparaîtra dans la 3e partie de ce travail.

c — Les structures anticlinales en dômes se superposent exactement aux paléoreliefs dont on peut admettre que la lente surrection pendant cette période a induit le ploiement

des couches considérées en anticlinaux dont la morphologie est la réplique exacte de celle des paléoreliefs.

d — L'élaboration de l'alignement anticlinal NNW-SSE résulte d'un processus comparable ; sa direction sécante sur celle des paléocuestas est vraisemblablement calquée sur celle de la flexure continentale. Sa morphologie pourrait résulter du rejeu d'une faille bordière.

La présence à Rieudale d'une brèche à ciment siliceux à l'aplomb de la structure est un argument en faveur de l'existence d'une faille coïncidant localement avec la marge continentale et dont le rejeu aurait favorisé le ploiement des dépôts triasiques.

e — La coïncidence des limites de ces anticlinaux allongés avec des fractures de glissement, la disposition des terrains triasiques épousant leur forme et leurs dimensions, suggèrent l'extrusion de ces zones en saillie dans la couverture à la faveur d'une compression tertiaire. Ces structures résulteraient donc d'un serrage E-W.

La morphologie des structures siliceuses d'une part et la compétence des termes triasiques voisins d'autre part expliquent la diversité des types de déformations affectant les niveaux avoisinants :

— Les structures « silicifiées » linéaires ont pénétré dans la couverture à la manière d'une lame provoquant de part et d'autres : des phénomènes de rupture : fractures ; des glissements, banc par banc, des termes gréseux relevés, glissements matérialisés par des miroirs striés.

— La surrection des structures en dômes s'est essentiellement accompagnée de la formation de plis renversés d'entraînement avec schistosité de plan axial dans les formations marneuses incompétentes, emprisonnées lors de la compression entre deux parties résistantes (zones silicifiées).

Quelques réflexions seront livrées concernant la bordure orientale. Un raisonnement par analogie, inspiré par la similitude des directions structurales, conduirait à penser que dans une région aussi calme tectoniquement, cette flexure complexe correspond à l'enregistrement en surface de structures et de déformations profondes. Les rejets antagonistes permettraient d'imaginer une dépression NNW-SSE recoupant perpendiculairement les structures hercyniennes (fig. 15).

La succession chronologique des événements tectoniques pourrait se résumer ainsi :

Période antétriasique

Distension finihercynienne peut-être contemporaine de la subsidence permienne : failles normales WSW-ENE à SW-NE induisant le modelé de la surface antétriasique (héritage des directions hercyniennes).

Pendant le dépôt du Trias (essentiellement dépôt des termes 3, 4 et 5)

Rejeu probable des failles WSW-ENE.
Surrection progressive des hauts-fonds selon deux directions :
— SW-NE (favorisée par le rejeu des failles) : direction générale des hauts-fonds ;

— NNW-SSE : rejeu conjugué d'une flexure ou d'une faille bordière.

La plupart de ces déformations interviennent pendant le dépôt des termes de la partie moyenne du Trias (ils débutent dès la sédimentation des grès). M. Aubague (1967) souligne l'existence vraisemblable d'une phase épirogénique déjà suggérée par E. Servat (1961) entre les termes argileux 2 et les grès 3 ; le rejeu de la faille de Lamalou pourrait être rapporté à un tel épisode.

Tertiaire

Compression E-W :

— fracturation et rejeu des fractures antérieures ;

— extrusion des « lames » anticlinales NNW-SSE s'accompagnant de fracturation des flancs de la structure, glissement banc par banc et fracturation des grès voisins ;

— surrection des dômes quartzeux provoquant la formation de plis renversés ou couchés avec schistosité de plan axial N 160° E.

Le rejeu en décrochement des failles normales SW-NE.

La chronologie des différents épisodes n'a pu être établie à l'échelle du secteur, une étude régionale serait nécessaire ; en outre, la tectonique pyrénéenne ne fait que reprendre en les accentuant les déformations antérieures. Il est dès lors difficile de faire part de ce qui appartient à chaque épisode.

C. — Essai de reconstitution paléogéographique et structurale (Fig. 20)

La période antétriasique : L'élaboration de paléocuestas dolomitiques orientées WSW-ENE, à bord méridional « abrupt », et d'un relief de nature granitique, séparés par de profondes dépressions orthoclinales, est le résultat d'une longue période d'altération mécanique et chimique précédant la transgression triasique. Cette morphologie est contrôlée par des failles normales SW-NE qui élèvent la partie méridionale des reliefs.

A l'échelle de la pénéplaine hercynienne, ces reliefs ont un caractère insolite ; ils conditionnent étroitement le dépôt des sédiments.

Pendant le dépôt des termes de la partie inférieure du Trias, et avant le démantèlement qui affecte une surface encore imparfaitement pénéplanée, l'altération pédogénétique conduit à la formation des sols illitiques. Desquamation des schistes, arénisation des granites et dissolution des dolomies se produisent simultanément sur la surface d'érosion.

Le démantèlement se poursuit jusqu'à l'ennoyage de la structure ; les produits éluviaux s'accumulent au pied des reliefs, dans les dépressions morphologiques ou encombrent la surface ainsi élaborée.

Les étapes de la transgression : Les eaux triasiques s'étalent en premier lieu dans les parties déprimées, encombrées par les matériaux éluviaux. La conservation des fines plaquettes schisteuses et des produits de l'arène superficielle, cimentés par un matériau dolomitique, témoignent des faibles capacités érosives de ces eaux et du calme hydrodynamique.

Une tendance au comblement se manifeste par la suite, mais l'épaisseur de la lame d'eau reste faible sur une morphologie somme toute irrégulière. Chaque terme de la série triasique « se biseaute » contre les reliefs, puis est dépassé en extension par le terme supé-

rieur ; le phénomène se reproduit jusqu'à l'ennoyage définitif de toutes les irrégularités morphologiques, qui intervient avec le dépôt des termes de la partie moyenne du Trias.

A tous les stades de la transgression, des *lagunes paraliques* sont isolées entre les paléoreliefs et autorisent une sédimentation calcaréo-dolomitique ; les matériaux éluviaux accumulés sont conservés à la base de ces carbonates. De tels phénomènes ont été décrits par L. Courel (1970) sur les bordures nord et est du Massif-Central.

Les brèches encroûtant les paléoreliefs sont les témoins des derniers stades de démantèlement de la structure avant l'enfouissement et leur âge s'avère donc de plus en plus récent lorsque l'on s'élève dans la topographie antétriasique.

Le dépôt de termes de la partie inférieure du Trias : Les principaux caractères de ces dépôts semblent démontrer leur caractère très littoral d'une part et l'imperfection de l'évolution pédogénétique sur le continent d'autre part. Les influences marines sont toutefois importantes et sans doute effacées lors des dilutions accompagnant les décharges continentales qui entretiennent un milieu lessivant.

La position particulière du secteur de St-Barthélémy est attestée par la présence de sulfates calciques et par la nature des minéraux argileux (interstratifiés et chlorite).

Le dépôt de la partie moyenne du Trias : L'importance des teintes sombres, la rémission des apports détritiques grossiers, l'individualisation des carbonates en bancs et l'apparition de kaolinite peuvent être interprétées :

— soit par l'installation d'un régime franchement biostasique sur le continent,
— soit par la plus grande maturité des structures paléogéographiques de la surface antétriasique. Le démantèlement n'intervient guère sur des reliefs moins accusés ou en grande partie ennoyés. Les phénomènes pédogénétiques sont plus intenses et prolongés, permettant la formation de kaolinite.

Certains indices plaident en faveur d'une position plus en aval (bordure de bassin pénésalin), la rareté de ces indices est peut-être due à la simple dilution du milieu.

L'instabilité du fond à cette époque est le résultat de l'exhaussement des paléoreliefs en grande partie ennoyés ; cet exhaussement est en partie synchrone de la sédimentation et a débuté dès le dépôt des grès de la partie inférieure du Trias. La surrection de l'axe NNW-SSE a vraisemblablement été induite par le jeu d'une fracture.

Une sédimentation caractérisée par sa richesse en matière organique et son épaisseur plus forte se développe sur les flancs des paléoreliefs élevés, se comportant comme des aires localisées de subsidence accrue bordant les reliefs lors de leur surrection.

Le dépôt de la partie supérieure du Trias : L'ennoyage définitif des paléoreliefs et l'évolution continentale amènent l'installation d'une sédimentation calme, à caractère lagunaire, permettant le dépôt de dolomies de « précipitation directe » et localement de gypse.

Les décharges détritiques du sommet peuvent être mises sur le compte, soit de divagations saisonnières, soit de légers mouvements épirogéniques apportant quelques perturbations dans un milieu à « caractère marin confiné » (M.-C. Lebouché-Bernet Rollande, 1972).

L'évolution tertiaire : Les manifestations de la tectonique tertiaire, vraisemblablement pyrénéenne, illustrent *la pérennité*, au cours des périodes géologiques, des directions structurales hercyniennes d'une part et des structures en relief de la topographie antétriasique d'autre part. Cette tectonique est caractérisée par le rejeu en décrochement des failles antétriasiques SW-NE, par la surrection et l'extrusion des parties saillantes sous-jacentes s'accompagnant de déformations variées, contrôlées par la morphologie des masses extrudées et les caractères locaux de rigidité ou de plasticité des termes affectés (fracturation, glissements banc par banc, plis isoclinaux avec schistosité de plan axial).

SILICIFICATIONS — MINÉRALISATIONS BARYTIQUES

Les amas barytiques (Les Bailles, Bouysse, Fombine, Cantérise, Les Planes), situés sous la surface de discordance stratigraphique socle-Trias, à l'aplomb des parties en relief de la surface antétriasique, représentent, avec le filon de St-Barthélémy, les seules concentrations exploitables, d'intérêt économique très limité.

Les formations siliceuses, en dômes (Rocas, col de Bouysse, Fombine 1 et La Mendrerie) *ou en anticlinaux NNW-SSE* (Clauzels-Rouvignac, Rieudale-Cantérise) couronnent certains reliefs au

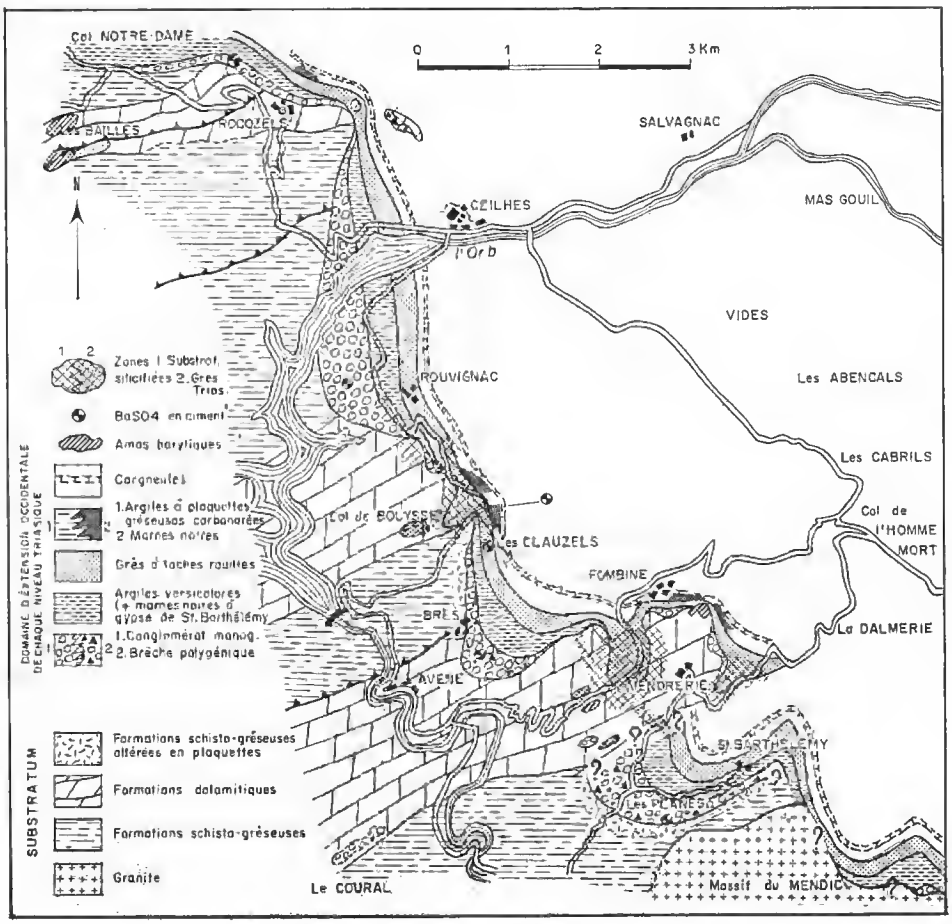


FIG. 21. — Position des zones silicifiées et des minéralisations barytiques en fonction de la paléogéographie (échelle 1/50.000e).

voisinage des amas barytiques. Quelques traces de cuivres gris, chalcopyrite, pyrite, localement bournonite, associées à des carbonates de cuivre (azurite et malachite) apparaissent, en relation avec les amas barytiques et siliceux.

Les chapitres précédents ont montré l'indépendance des principaux types de minéralisations :

— les minéralisations polymétalliques en partie d'âge préhercynien ;

— les minéralisations cuprifères et localement antimonifères associées aux filons de quartz, postérieures aux déformations hercyniennes et à la mise en place du granite hercynien du Faoulat ;

— les silicifications (auxquelles s'associent quelques indices barytiques et cuprifères) et les minéralisations barytiques, contrôlées au niveau du Trias par la lithostratigraphie, la paléogéographie et éventuellement les déformations intratriasiques.

I. CARACTÈRES GÎTOLOGIQUES

A. — Répartition de la silice et de la barytine

1. Les différents types de silicifications

Si l'on considère que des roches d'âges variés (Cambrien et Trias) constituent le support des accumulations siliceuses, dans l'un des cas au moins le dépôt de la silice est épigénétique ; l'emploi des termes silicification et silicifié, malgré leurs implications génétiques, paraît préférable, même s'il doit être démontré par la suite qu'une partie au moins du processus est synchrone du dépôt de certains horizons triasiques.

a — *Les accidents siliceux isolés dans les sédiments triasiques*

Plusieurs types sont observés :

— Les concrétions en « choux-fleurs » (de taille décimétrique), à structure sphérolithique, se rencontrent dans les niveaux argileux et gréso-carbonatés de la partie moyenne du Trias.

— Le nourrissage de grains de quartz détritiques est un phénomène général dans les niveaux détritiques.

Les reliquats de quartz pyramidés ou de néoformations quartzeuses (aspect en « éponge ») contiennent de nombreuses inclusions anhydritiques parfois dissoutes ; leur aspect déchiqueté est dû à la corrosion par le ciment carbonaté généralement recristallisé. Ces individus sont parfois regroupés en agrégats granoblastiques associés à des sphérolites fibreux, recoupés par des veinules carbonatées tardives ; une relation semble exister entre l'intensité de la recristallisation des carbonates d'une part et celle de la corrosion d'autre part. Des quartz bipyramidés aux contours automorphes sont fréquents dans les termes de la partie supérieure du Trias lorsque la matrice carbonatée est réduite.

— Les accidents siliceux ovoïdes ou allongés (de taille supérieure à un décimètre) sont nombreux dans l'intervalle carbonaté médian, près du col de Bouysse uniquement (bordure orientale du paléodôme).

— Les géodes de petite taille (centrimétrique) accidentent, près des paléoreliefs, le terme carbonaté précédent.

— Les plaquettes siliceuses d'épaisseur centrimétrique, sont interstratifiées dans les argiles médianes (terme 4) au même titre que les passées carbonatées ou gréso-carbonatées ; elles présentent fréquemment un aspect noduleux ou montrent des structures polygonales de dessiccation en relief, conservées par la silicification ; ces passées présentent tous les caractères d'encroûtements siliceux en relation avec des émersions temporaires, fréquentes dans ces niveaux.

Quel que soit le type d'accidents siliceux considéré, un enrichissement considérable caractérise les niveaux du domaine de haut-fond ; le phénomène est particulièrement net près du col de Bouysse.

b — *Les formations calcaréo-dolomitiques à passées cherteuses*

Ces formations sont observables au col de Bouysse, sur les flancs du paléorelief. Il s'agit d'une succession de bancs de nature calcaréo-dolomitique, de teinte ocre, admettant quelques passées argileuses. La fraction sableuse est abondamment représentée au sein des niveaux carbonatés à grain fin (inférieur à 10 μ), localement oolithiques, partiellement recristallisés ; par ailleurs, les bancs franchement gréseux sont fréquents.

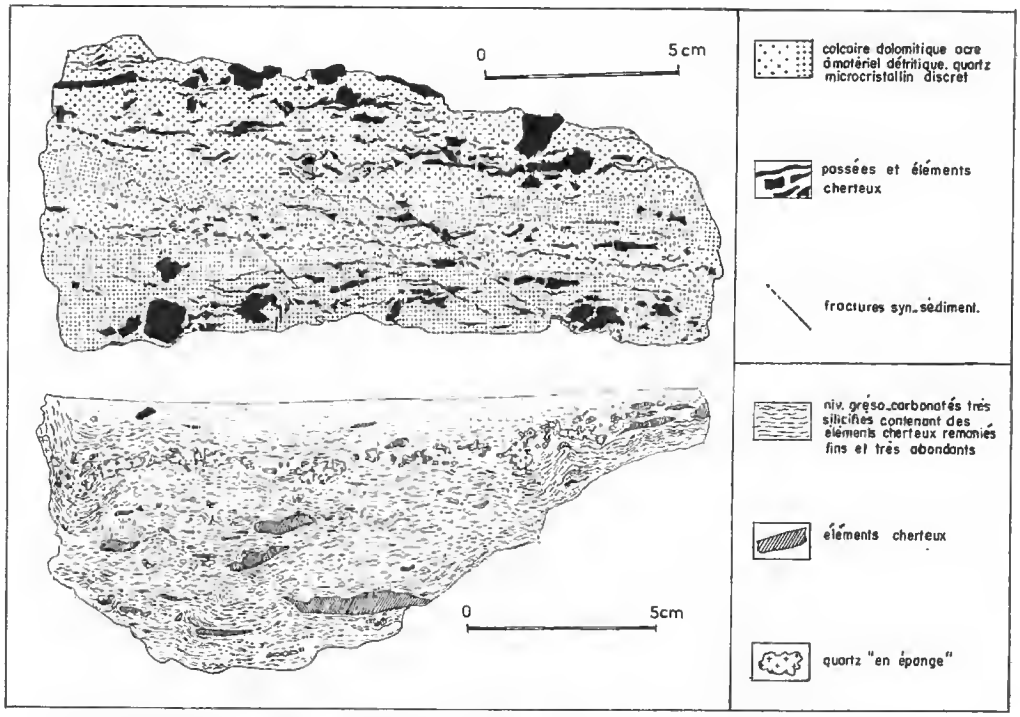


Fig. 22. — Structures sédimentaires affectant des niveaux à passées cherteuses.

Les passées cherteuses sombres, constituées de quartz micro- à cryptocristallin, engrenés, recèlent des vestiges de carbonate microcristallin généralement sous la forme de facules orientées. Ces passées sont affectées par les déformations synsédimentaires (fractures, plissotements, slumpings, brèchifications) (voir fig. 22).

Les quartz bipyramidés ou en éponge sont parfois groupés en passées parallèles à la stratification et également affectés par les glissements synsédimentaires.

La recristallisation conduit au développement d'individus de plus grande taille développés au sein des passées cherteuses ou aux dépens du quartz microcristallin discrètement réparti au sein des niveaux carbonatés ; des nids de quartz isodiamétriques peuvent ainsi être observés. Des cristaux de quartz (60 μ environ) se développent au cœur des oolithes ou à la limite des enveloppes concentriques.

Le remplacement des carbonates micritiques par le quartz microcristallin et le développement des quartz pyramidés sont des phénomènes précoces ; ils se produisent dans des niveaux faiblement consolidés.

c — *Les silicifications partielles des roches du substratum*

La silicification des dolomies cambriennes intervient à la surface de chacun des paléoreliefs élémentaires constituant les paléocuestas ; son intensité croît avec l'altitude du haut-fond et la nature du terme triasique transgressif (l'exaspération du phénomène conduit à la formation d'épaisses croûtes quartzeuses dont les caractères seront étudiés séparément : voir e).

Lorsqu'un intervalle argileux (argiles versicolores 2 ou niveau argileux intercalé dans l'intervalle gréseux 3) repose directement sur les reliefs dolomitiques, la silicification affecte les dolomies seulement sur une épaisseur plus réduite (pouvant aller de quelques décimètres à plusieurs mètres).

L'exemple le plus démonstratif est celui de Rouvignac II : les dolomies (sommet des dolomies massives ou base du schisto-dolomitique) rubéfiées, sont silicifiées sur une épais-

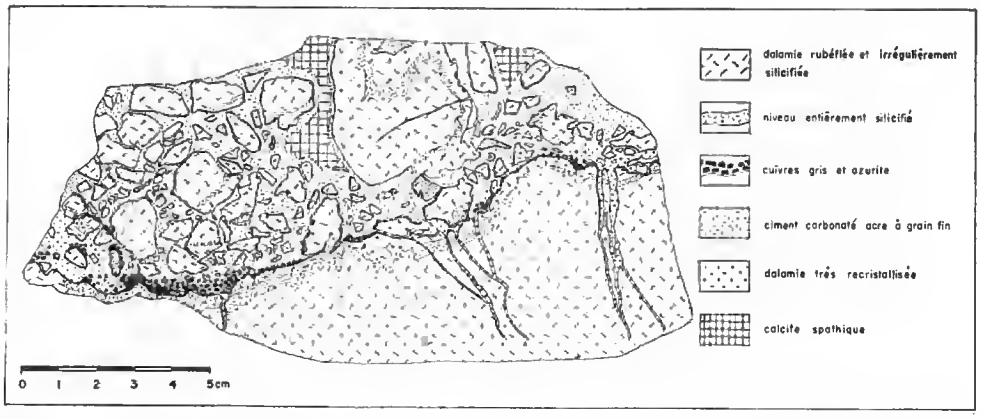


Fig. 23. — Surface des dolomies cambriennes rubéfiées et partiellement silicifiées, démantelées à la base des grès triasiques transgressifs sur le paléorelief de Rouvignac II (noter également le remaniement de la pellicule de cuivres gris qui encroûte la surface du relief).

seur de quelques décimètres ; la surface du relief est en outre recouverte par une pellicule millimétrique constituée de cuivre gris ; l'ensemble est démantelé et constitue les éléments d'une brèche conservée à la base de l'intervalle argileux transgressif ; les éléments de cette brèche sont emballés dans un matériel dolomitique ocre, recristallisé, qui emplit les fissures ouvertes dans les dolomies silicifiées (fig. 23).

Des remaniements de dolomies silicifiées sont également observables sur les flancs des reliefs de Rouvignac I, de Fombine I et de La Mendrerie.

Là, la silicification est donc antérieure à la dernière phase de démantèlement qui précède l'ennoyage sédimentaire du relief.

d — *L'horizon quartzeux localisé à la surface du granite du Mendic*

Un niveau de quartz saccharoïde, blanc laiteux, d'épaisseur centimétrique est intercalé entre le premier banc gréseux à taches rouille (grès de base) et à ciment siliceux d'une part, et l'arène granitique superficielle, localement cimentée par un matériel dolomitique ocre d'autre part. Il contient localement de belles cristallisations de barytine ainsi que des gouttelettes d'hydrocarbures appartenant au groupe des alcanes (détermination par spectrographie d'infrarouges).

Son âge relatif de formation est en outre précisé par les observations suivantes :

— la présence de ce niveau siliceux exclut celle du conglomérat de base typique conservé seulement dans les dépressions morphologiques ;

— près du hameau de la Grande Bonnaffe, un niveau bréchique à la base du Trias, d'épaisseur réduite, contient des galets de quartz blancs provenant du remaniement de ce niveau.

Les parties saillantes du granite, au même titre que les reliefs dolomitiques, sont le siège de phénomènes de silicification lors de la transgression triasique ; la silicification est postérieure à la cimentation dolomitique qui caractérise certainement les tout premiers stades de l'immersion du relief, mais précède l'ennoyage sédimentaire.

e — *Les roches totalement silicifiées*

Elles constituent les dômes quartzeux (Rocas, col de Bouysse, Fombine I et IV) et les anticlinaux NNW-SSE (Clauzels-Rouvignac et Rieudale-Cantérise) dont les caractères structuraux sont décrits plus loin.

Au cours de l'étude structurale, deux types morphologiques de zones silicifiées ont été définis d'après leurs caractères structuraux : les dômes ou brachyanticlinaux allongés selon la direction générale des assises paléozoïques et les zones silicifiées linéaires de direction NNW-SSE ; leur morphologie est le résultat de :

— déformations précoces (intratriasiques) intervenant probablement pendant le dépôt des grès et des termes de la partie moyenne du Trias ;

— la morphologie des hauts-fonds sous-jacents : les premiers correspondent à des paléoreliefs en dômes ou allongés selon la direction des assises hercyniennes ; les seconds, de direction orthogonale, correspondent au rejeu d'un accident bordier. On note localement (col de Bouysse) la présence d'anticlinaux à cœur silicifié dont la direction du plan axial est N 100° E.

Ces carapaces siliceuses formées aux dépens des grès triasiques (Rocas, Fombine I, Rouvignac-Clauzels et Riendale-Cantérise), des niveaux argilo-carbonatés situés à la base de l'ensemble médian (4) du Trias (col de Bouysse et Fombine IV), encroûtent la surface de chacun des reliefs élémentaires de dolomies cambriennes, elles-mêmes affectées par le processus de silicification.

A Fombine I, on peut observer, partant de la périphérie vers le centre du dôme, le passage latéral progressif des grès et du poudingue quartzeux (d'épaisseur réduite) à des grès à ciment siliceux, puis à une croûte quartzeuse caractérisée par l'oblitération de la structure de la roche originelle.

A Fombine IV, l'étude des niveaux complètement silicifiés révèle la présence de passées contournées ou bréchifiées analogues aux passées cherteuses du col de Bouysse ; le phénomène de silicification est donc étendu dans le temps.

L'enrichissement en silice conduit à l'individualisation de deux types pétrographiques : les cherts (roche siliceuse à grain fin, quelle que soit son origine) et les quartzites qui constituent peut-être le terme ultime de la recristallisation des premiers. Dans la majorité des cas, les éléments figurés (quartz des grès, galets des conglomérats) sont cimentés par un quartz micro- à cryptocristallin.

Des agrégats granoblastiques (grain voisin de 100 μ) confèrent aux roches cherteuses un aspect pseudoconglomératique. La juxtaposition de tels agrégats conduit à l'individualisation de quartzites. Ces roches sont généralement recoupées par des veinules de quartz lamellaires, implantés perpendiculairement au plan de ces veinules.

A l'aplomb de ces croûtes quartzeuses et dans la partie centrale des dômes, les dolomies cambriennes sont intensément silicifiées : elles contiennent en outre de nombreuses géodes à cristaux de quartz de grande taille (plusieurs centimètres) et sont parcourues par un réseau dense de filonnets de quartz dont les directions dominantes sont N 150° E et N 100° E, conformes à celles des déformations intratriasiques. L'intensité de la silicification décroît lorsque l'on descend dans la topographie à partir des sommets hypersiliceux (ces phénomènes sont observables jusqu'à une centaine de mètres sous les sommets).

Près de Rouvignac, le conglomérat de base est également affecté par le phénomène ; cet horizon encadré par les grès triasiques et les dolomies cambriennes silicifiées représente la base d'une série réduite, caractérisée par l'absence d'argiles versicolores et d'une grande partie des grès.

La barytine en grandes gerbes lamellaires est envahie par le quartz cryptocristallin et remplacée par les quartz pyramidés d'une part et les agrégats granoblastiques d'autre part : généralement on n'observe plus que de fines plages reliques ou des fantômes de lamelles pseudomorphosées en quartz.

Dans l'amas du col de Bouysse, la fluorine en plages xénomorphes aux contours dentelés apparaît en relation avec une petite fracture.

A Vinas et sur le massif granitique du Mendic, les lames quartzeuses (filons de quartz) subverticales à bords parallèles, s'alignent dans la direction des zones silicifiées linéaires du Trias ; elles soulignent nettement le trajet d'un accident qui matérialise grossièrement encore la limite occidentale d'extension des terrains triasiques gréseux.

Près de Cantérise, ces masses quartzeuses sont situées sous les anticlinaux triasiques à cœur de Trias silicifié : en règle générale, ils sont situés à des niveaux inférieurs dans la paléotopographie antétriasique ; ils rappellent les racines d'amas siliceux.

Le remplissage quartzeux a pu intervenir soit précocement (remplissage d'une faille bordière en activité sous les zones hypersiliceuses en voie de plissement), soit tardivement par migration per descensum de la silice lors de rejeux éventuels de l'accident.

On peut noter que les deux processus ont pu se produire successivement.

L'ensemble des phénomènes observés révèle donc une histoire beaucoup plus complexe que dans le cas précédent. La localisation des carapaces quartzeuses à l'aplomb des hauts-fonds démontre le contrôle paléogéographique, tandis que la position stratigraphique des horizons affectés (grès et niveaux calcaréo-dolomitiques 4, localement partie inférieure des marnes noires) met en lumière le contrôle lithostratigraphique ; le rôle des déformations intratriasiques a été démontré par ailleurs dans le chapitre consacré à l'évolution structurale.

Si une partie de la silice est contemporaine du dépôt des sédiments affectés (ciment des grès, passées cherteuses, accidents siliceux près du paléorelief), il est nécessaire, pour rendre compte de l'intensité du phénomène, d'envisager un enrichissement plus tardif, résultat de la convergence des trois types de contrôles précédemment cités.

2. Les minéralisations barytiques

a — *La barytine dans les sédiments triasiques*

Dans le conglomérat de base des séries triasiques épaisses (domaine moyennement subsident) elle cristallise en grandes lamelles enchevêtrées ou en agrégats fibroradiés dans, le ciment dolomitique ocre ; elle peut constituer le ciment exclusif des éléments ou emplir des cavités telles que des fantômes de galets dissous.

Elle est, dans de nombreux cas, intimement associée à des carbonates de cuivre disposés au centre des plages barytiques, en fin liséré sur leur bordure ou bien encore autour des galets dolomitiques. De nombreux quartz bipyramidés se développent au sein des lamelles. Des filonnets ou des veinules à remplissage barytique recoupent la roche en restant inclus dans ses limites d'extension.

Dans les grès et le poudingue gréseux de la partie inférieure du Trias (Les Clauzels, en partie Rouvignac) : L'aspect résiduel des lamelles aux contours « rognés » et des fines plages emprisonnées entre les auréoles de nourrissage des grains de quartz souligne le caractère précoce de la cimentation barytique. Ces grès à ciment barytique sont localisés entre les grès à ciment siliceux (vers l'amont) et les grès à ciment carbonaté (vers l'aval : domaine moyennement subsident).

Dans les niveaux de la partie moyenne du Trias :

— Les marnes noires du col de Bouysse renferment des concrétions rognonneuses de barytine (de taille décimétrique), composées d'agrégats étoilés, de petite taille (aspect finement grenu), contenant de nombreux fragments de la roche encaissante.

Le dosage des éléments en traces a révélé de fortes teneurs en baryum dans les niveaux argilo-marneux (terme 4) ; un net enrichissement se produit dans le sens domaine moyennement subsident-domaine de haut-fond.

— Les plaquettes carbonatées et gréso-carbonatées 4 à 6, situées au voisinage immédiat des reliefs du col de Bouysse et de Fombine IV, contiennent de la barytine sous diverses formes : agrégats étoilés dont le développement extrême conduit à l'individualisation d'un véritable « feutre » barytique, dense et sans litage apparent ; nodules centimétriques ; lamelles isolées.

Dans les termes triasiques silicifiés (Rouvignac, Rocas, Clauzels, Fombine I et IV et La Mendrerie) : La barytine est constamment présente dans les niveaux totalement silicifiés ; elle se présente généralement sous la forme d'assemblages fibroradiés de lamelles enchevêtrées ou d'un « semis » de petites plages résiduelles.

Certains échantillons siliciliés du col de Bouysse contiennent des grains détritiques (millimétriques), arrondis, de barytine dont les contours sont soulignés par du quartz plus largement cristallisé.

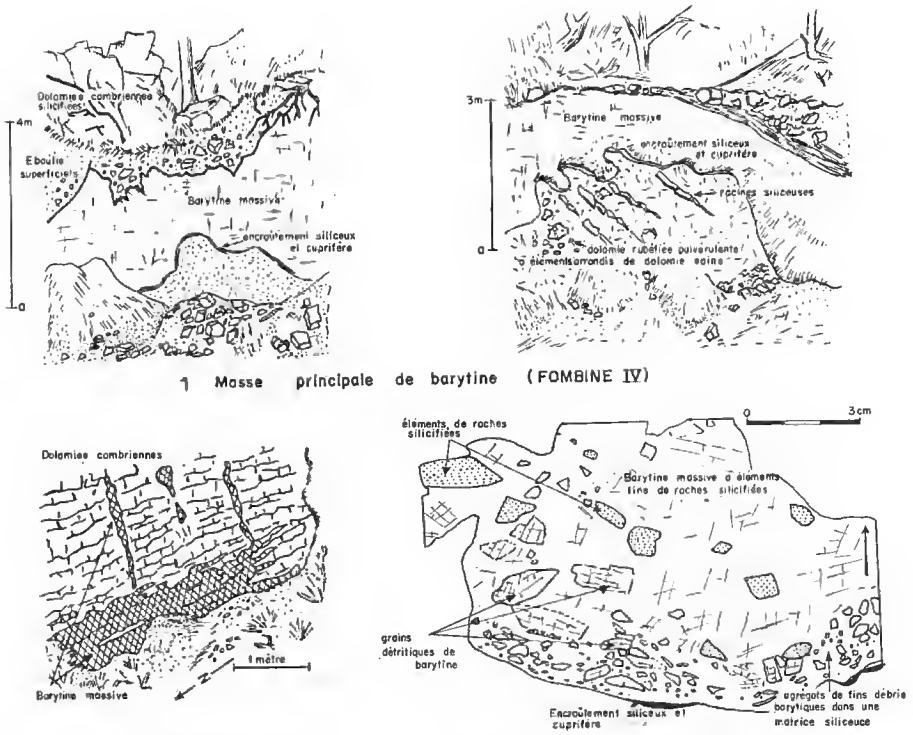
b — *Les remplissages barytiques de cavités karstiques à la partie apicale des paléocuestas* (Les Bailles, col de Bouysse, Fombine et Cantérise) (fig. 24 et 25).

Situation : Les amas barytiques les plus importants sont localisés à l'apex des paléocuestas dolomitiques sous la surface de discordance des terrains triasiques transgressifs, *en l'occurence les marnes et argiles noires de la partie moyenne du Trias.* Près des Bailles (bandes dolomitiques de Rocozels et de Cénomes), les concentrations barytiques sont abondantes à la surface des dolomies ; le Trias n'est plus représenté que par quelques lambeaux gréseux conservés par l'érosion ; si le rôle de haut-fond de ces bandes carbonatées paraît très probable (absence de témoins de niveaux infragréseux, prolongement des paléoreliefs de Rocozels), la position des amas minéralisés par rapport à la surface de transgression des marnes noires ne peut être précisée.

Morphologie des corps minéralisés : le modelé karstique : Les corps minéralisés ont des formes variées : lentilles décamétriques allongées parallèlement au litage redressé des dolomies, effilochées à leurs extrémités, poches de taille et de formes variables réunies entre elles par un réseau dense de filonnets d'épaisseur irrégulière (succession de parties renflées et étranglées) ; cette morphologie évoque *le remplissage d'un réseau de cavités de dissolution* développées aux dépens de toutes les discontinuités lithologiques et structurales des reliefs dolomitiques.

Ces formes d'érosion superficielles s'accompagnent en profondeur d'un réseau souterrain dont les formes sont contrôlées par l'état de fracturation des roches considérées ; il paraît donc logique de rencontrer sous les amas barytiques principaux un système de filonnets ou également de lentilles (à La Mendrerie, fig. 24) dont l'épaisseur et la densité diminuent progressivement en profondeur. Leur disparition se produit à une cinquantaine de mètres sous la paléosurface (principales directions structurales : N 100° E et N 160° E).

Les caractères du mur : Les dolomies du mur sont irrégulièrement silicifiées (fig. 24) ; le phénomène est surtout sensible dans les cavités situées près de la limite d'extension des grès.



1 Masse principale de barytine (FOMBINE IV)

2 Aspect d'un amas de barytine massive de faible dimension (La Menderie)

3 Détail de la base de la masse principale de barytine de FOMBINE IV

Fig. 24. — Les amas barytiques karstiques de Fombine IV.

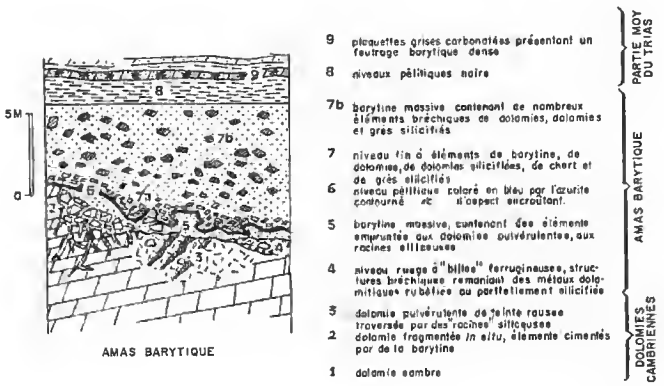


Fig. 25. — Coupe synthétique des amas barytiques de Fombine IV.

Un horizon dolomitique rubéfié et pulvérulent (épaisseur métrique), contenant des fragments de dolomie saine, apparaît à la base de certaines cavités à Fombine.

La partie superficielle des dolomies du mur est, en outre, fréquemment fragmentée et bréchifiée sur place ; les éléments sont cimentés par des lamelles de barytine limpides, engrenées et implantées perpendiculairement au plan des fissures ; près des Bailles, le ciment d'une telle brèche est constitué par un matériel dolomitique recristallisé.

Le remplissage non minéralisé (fig. 24) : Ce remplissage a été observé en détail à Fombine ; un niveau bréchique de teinte rouille, à éléments ferrugineux partiellement silicifiés et « billes » ferrugineuses, témoigne du démantèlement d'une croûte rubéfiée, avant l'ennoyage du karst.

Les néoformations de quartz sont abondantes ; elles contiennent des inclusions d'anhydrite nombreuses ; elles résultent de circulations d'eaux sulfatées lors de l'ennoyage du réseau karstique ; le caractère sulfaté du milieu pendant cette période est illustré.

Le remplissage barytique : Une barytine massive, contenant localement des éléments de roches silicifiées (dolomies cambriennes), repose sur les formations précédemment décrites.

A Fombine (fig. 24), cet horizon de puissance réduite (quelques décimètres) est recouvert par un niveau siliceux d'épaisseur centimétrique, très ferrugineux et coloré en bleu par l'azurite ; ses contours capricieux, paraissant mouler une surface ravinée, évoquent l'allure d'un encroûtement ; il est possible d'envisager une phase d'émersion temporaire pendant l'ennoyage du karst par la transgression triasique. La masse barytique principale débute, à Fombine, par une passée décimétrique composée exclusivement d'éléments (taille voisine du cm) de barytine remaniés, reposant sur l'horizon siliceux (fig. 24, 3) : la friabilité de ce minéral interdisant tout transport prolongé, cet horizon résulte des remaniements éluvionnaires d'une concentration située à proximité immédiate ; un tel fait s'accorde parfaitement avec l'hypothèse d'émersions intervenant lors de l'ennoyage. Le remplissage est ensuite réalisé par une importante masse de barytine cristallisée en grandes lamelles enchevêtrées et contenant de nombreux éléments de roches silicifiées (dolomies cambriennes et grès triasiques) dont certains peuvent atteindre un décimètre dans la plus grande dimension ; ces éléments sont vraisemblablement issus du dôme quartzeux de Fombine IV situé à proximité.

Ces remaniements représentent un phénomène général dans les amas barytiques ; par exemple le niveau à barytine détritique a été rencontré au col de Bouysse où il recouvre une masse de barytine plus importante sans intercalation de niveaux siliceux et près de Cantérise en bordure de la zone silicifiée.

Au col de Bouysse, cette masse semble d'épaisseur nettement réduite comparativement à celle de l'ensemble situé sous l'horizon détritique.

Le toit : Les argiles noires à minces passées dolomitiques (terme 4) recouvrent directement la masse principale de barytine ; l'enfouissement sous les assises transgressives appartenant à la partie moyenne du Trias a mis fin au remplissage barytique. Le toit n'a pu être observé dans les autres amas, cependant au col de Bouysse leur position géométrique par rapport aux termes triasiques voisins laisse supposer que les argiles et marnes noires ont également fossilisé les structures minéralisées.

Le cas particulier des amas des Planes : Ces amas, d'observation difficile, occupent une position plus basse dans la paléotopographie triasique (niveau du conglomérat de base) et leur alignement souligne grossièrement le trajet de la faille de Vinas ; la morphologie de détail est peu différente de celle des amas précédemment décrits (poches allongées parallèlement au litage des dolomies, remplissage de fractures, fissures, etc.), les dépôts barytiques sont hachés par de nombreux miroirs de faille en relation avec les rejeux du grand accident de Vinas. Il s'agit encore de cavités de dissolution dans les dolomies cambriennes dont l'élaboration a été vraisemblablement guidée par la présence locale d'une faille canalisant les eaux d'infiltration. Ces amas, de dimension plus modeste, sont localisés au pied du relief de Fombine-Cantérise dont le sommet est couronné par les concentrations importantes du col de Cantérise.

c — *Les remplissages de fractures sans rapport apparent avec les amas*

Les filonnets de Lascours : De directions analogues aux précédents : N 160° E, N 100° E et N 30° E, ces filonnets à remplissage de barytine contenant quelques cristaux de cuivres gris s'en distinguent à la fois par la nature de leur encaissant (pélites infracarbonatées cambriennes) et par l'éloignement des reliefs dolomitiques précédents.

Les filonnets de la terminaison périclinale de la zone silicifiée des Clauzels : Les grès à ciment barytique qui constituent l'enveloppe de la terminaison périclinale de la zone silicifiée de Rouvignac-Les Clauzels sont parcourus par un réseau de fractures à remplissage barytique de directions N 100° E et N 140° à N 160° E ; ces filonnets ne dépassent pas en extension verticale les limites des grès minéralisés et restent localisés au voisinage immédiat de la terminaison périclinale.

d — *Le filon de St-Barthélémy et les filonnets satellites* (fig. 26)

Le filon principal, de direction N 100° E s'infléchissant à l'est du ruisseau d'Arnoye vers une direction N 120° E, affecté d'un pendage moyen de 60° vers le nord, présente une épaisseur variable de un à trois mètres. Il effondre les termes triasiques (conglomérat de base, argiles versicolores) au contact de pélites antécambriennes très rubéfiées. Il s'runoie de part et d'autre sous les assises argileuses à passées gréseuses (en partie silicifiées) de la partie inférieure du Trias, ployées en anticlinal à bords fracturés et parcourues par un

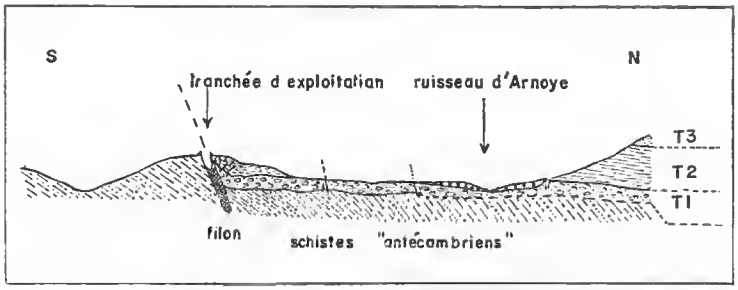


Fig. 26. — Coupe du filon barytique de St-Barthélémy (échelle 1/5000e).

réseau dense de filonnets divergents à partir du centre de la structure ; une telle disposition rappelle nettement la terminaison périclinale des Clauzels.

Des filons parallèles recoupent au nord le conglomérat de base du Trias à ciment barytique en restant inclus dans ses limites d'extension verticale. Le plus important d'entre eux, d'épaisseur semi-métrique à l'affleurement, atteindrait une puissance de trois mètres en profondeur (selon les dires des anciens exploitants). Cette morphologie irrégulière peut résulter de la rencontre de segments correspondant à un mouvement en extension et de segments correspondant à un mouvement en cisaillement.

L'observation des miroirs striés montre l'existence d'une double composante des mouvements postérieurs au dépôt de la barytine : en glissement (stries verticales) et en décrochement (stries inclinées à 20° vers l'est) ; il n'est pas possible d'établir avec certitude la chronologie des deux mouvements.

Le contenu filonien est simple, il comporte essentiellement de la barytine largement cristallisée, d'aspect parfois émietté en raison des rejeux de l'accident ; la pyrite (en saupoudrage sur les lamelles), la chalcopyrite, le cuivre gris apparaissent très accessoirement en cristaux isolés ; seuls les carbonates de cuivre peuvent être localement très abondants.

Dans les filonnets qui parcourent les grès à l'extrémité du filon, les lamelles de barytine emprisonnent d'abondants restes charbonneux contenant de la pyrite ; aucune structure végétale n'est reconnaissable.

3. Les minéralisations cuprifères

A la base de la formation argilo-gréseuse (équivalent latéral de la partie inférieure des argiles versicolores), une minéralisation diffuse en cuivre est contenue dans les niveaux gréseux très limoniteux et riches en matière organique d'une part et dans les bancs argileux parfois colorés en bleu par l'azurite d'autre part. Je n'ai pu observer les épigénies de restes végétaux citées dans les rapports miniers.

Le dosage des éléments en traces a révélé en outre de fortes teneurs en zinc (près de 700 ppm) et en nickel (80 ppm).

Les observations de terrain montrent un parallélisme remarquable entre l'apparition de cette minéralisation et la variation de faciès de l'ensemble argileux 2 qui conduit à l'individualisation d'alternances argilo-gréseuses remarquables, à leur base, par l'abondance de la matière organique. Malgré son caractère ponctuel et son importance très limitée, cette minéralisation évoque un dépôt de type « red-beds ».

Il est important de noter, plus au sud, dans le bassin de Lodève, la généralisation d'une minéralisation cuprifère à la base du Trias.

B. — Synthèse gîtologique

1. A l'échelle minérale

a — *Ordre d'apparition des minéraux*

L'individualisation de quartz crypto- à microcristallin en passées cherteuses au col de Bouysse ou en ciment des grès peut être considérée comme un phénomène précoce,

peut-être comme un dépôt sédimentaire originel, hypersiliceux, au sein duquel les carbonates, faiblement représentés, ont été remplacés.

Les quartz bipyramidés de grande taille, parfois regroupés en lits affectés par les contournements synsédimentaires, représentent un stade de cristallisation très précoce ; la conservation de facules d'anhydrite au sein des individus quartzeux, alors que ce minéral est absent dans l'ensemble des formations triasiques, est un argument supplémentaire en faveur de cette hypothèse. La formation de tels quartz semble résulter d'une croissance centrifuge à partir d'une sphérolite calcédonieux originel, fibreux à zones de croissance concentriques, formé pendant la cristallisation de l'anhydrite (inclusions d'anhydrite à disposition radiaire) : les quartz lamellaires (à extinction encore fibreuse) se disposent dans l'alignement des fibres calcédonieuses ; les quartz bipyramidés forment l'auréole la plus externe.

Le dépôt d'une pellicule de silice fibreuse (fibres implantées perpendiculairement aux faces des quartz) autour d'agrégats quartzeux évolués inaugure un deuxième cycle de croissance en zones concentriques. Le processus a pu se répéter plusieurs fois.

Certains agrégats complexes de grande taille montrent des groupements quartzeux à divers stades d'évolution ; le développement des quartz bipyramidés à extinction franche est donc précoce et accompagne la cristallisation de l'anhydrite, ainsi protégée de la dilution qui accompagne le dépôt des strates surincombantes.

Ces observations paraissent confirmer en grande partie l'hypothèse de P. Demangeon (1966) qui associe la formation des quartz bipyramidés à la période d'évaporation elle-même.

L'aspect déchiqueté des individus évolués, dans les niveaux carbonatés, est le résultat d'une corrosion par le ciment carbonaté intervenant pendant l'évolution diagénétique du sédiment ; les veinules de dolomite recristallisée recoupent ces quartz à l'emporte-pièce.

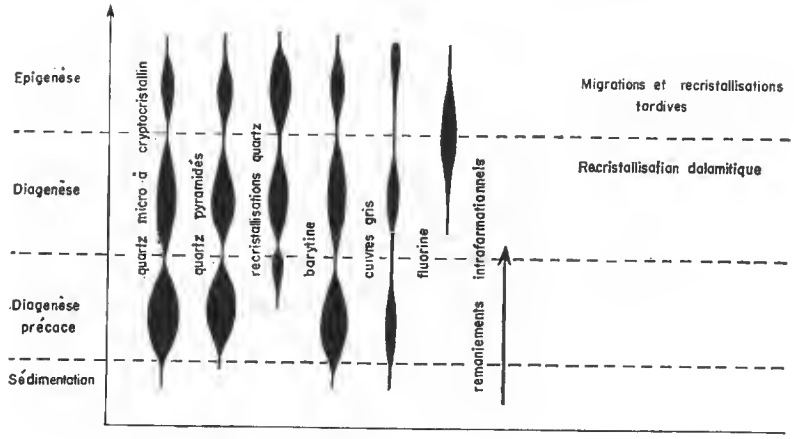
Certains quartzites des niveaux totalement silicifiés de Fombine sont constitués par la juxtaposition de quartz bipyramidés.

La recristallisation tardive (dia- ou épigénétique) des quartz micro- à cryptocristallin conduit certainement à l'individualisation de quartz de plus grande taille, se groupant en nids ou formant des quartzites ; des veinules de quartz lamellaire sillonnent en outre la roche.

L'aspect résiduel des lamelles de barytine ou des grains isolés et l'existence de grains détritiques de barytine dans les roches silicifiées soulignent le caractère très précoce de la formation de ce minéral dans les sédiments (antérieur au quartz microcristallin). Dans les grès à ciment barytique, des granules de barytine sont emprisonnées entre le grain détritique et son auréole de nourrissage. Le développement des quartz bipyramidés dans les lamelles de barytine est un phénomène constant et illustre encore l'association entre cette variété de quartz et le milieu sulfaté. Les remplacements pseudomorphiques de fibres de barytine par le quartz sont fréquents dans tous les niveaux totalement silicifiés.

La fluorine paraît associée à une fracture ; elle serait alors postérieure aux autres minéraux ; cependant la rareté de ce minéral ne permet pas un nombre d'observations suffisant pour proposer une interprétation.

TABLEAU III. — Ordre d'apparition des différents minéraux au cours de l'évolution des sédiments.



b — *Les inclusions fluides*

Les échantillons étudiés proviennent des amas barytiques de remplissage karstique, du filon de St-Barthélémy, des filonnets contenus dans le socle (Lascours) et des passées gréso-carbonatées de la partie moyenne du Trias.

Les inclusions primaires, réticulées, d'une centaine de microns, possèdent un remplissage monophasé aqueux.

Les inclusions secondaires, isodiamétriques (10 à 20 μ de dimension), sont très nombreuses ; elles présentent également un remplissage monophasé liquide et soulignent des fentes nettement recicatrisées.

Les barytines du col de Bouysse et celles du filon de St-Barthélémy renferment en outre des inclusions solides d'hématite, responsables de leur coloration brune ou rose.

Quelle que soit leur provenance, les échantillons ne montrent pas de différences notables si ce n'est une décrépitation observée dans les barytines provenant des remplissages de fractures (St-Barthélémy, Lascours) et vraisemblablement imputable aux rejeux successifs de l'accident.

La valeur des indications fournies par les inclusions de la barytine a été confirmée par celles des quartz qui ne contiennent que très peu d'inclusions aqueuses toujours de petite dimension (de 1 à 10 μ), sans libelle gazeux.

Ces observations montrent que la température de formation des deux minéraux devait être inférieure à 50° C.

2. A l'échelle de la formation

Il est important de rappeler que la silice et la barytine apparaissent précocement dans les sédiments : remaniement et bréchification de passées cherteuses et de lits de quartz

pyramidé, brèches à éléments cherteux, grains détritiques de barytine, granules de barytine emprisonnés entre le grain détritique et son auréole de nourrissage ; silice et barytine sont constamment associées en proportion très variable selon les types de formation

a — *Les divers contrôles des silicifications*

La liaison avec la surface de transgression

La silicification se développe à la surface de chacun des paléoreliefs élémentaires ; le phénomène se déplace au cours du temps de la base vers l'apex des paléocuestas, parallèlement à l'avancée de la transgression, précédant en chaque point l'ennoyage sédimentaire du haut-fond. A chaque étape, des brèches remanient les parties silicifiées à la base du terme transgressif.

Le phénomène est certainement contemporain de l'immersion du relief et le dépôt d'une couche sédimentaire met fin à son développement.

Contrôle paléogéographique

La silice s'accumule sur les parties en relief du substratum et l'intensité du phénomène est proportionnelle à l'altitude du paléorelief :

— des silicifications diffuses des dolomies cambriennes s'observent sur les reliefs inférieurs de Rouvignac I et II et de Rieudale ;

— des silicifications intenses se produisent sur les reliefs élevés de Rocas, du col de Bouysse, de Fombine I, II et IV et de La Mendrerie ; elles se traduisent par la formation d'une puissante carapace quartzeuse développée aux dépens des grès triasiques, des niveaux gréso-carbonatés de la partie médiane du Trias et des dolomies cambriennes sous-jacentes ; les témoins de cette silicification se rencontrent à une centaine de mètres sous les sommets hypersilicifiés, sous la forme de filonnets de quartz ou d'îlots de «jaspéroïdes» dont le nombre décroît en profondeur.

Toutes les observations convergent pour démontrer que la paléomorphologie est le contrôle principal du développement des silicifications ; mais d'autres facteurs, lithostratigraphiques et structuraux, sont intervenus pour créer les conditions nécessaires à une exaspération du phénomène.

Contrôle lithostratigraphique

C'est seulement lorsque les grès de la partie inférieure du Trias reposent directement sur les reliefs dolomitiques que le processus de silicification atteint un maximum d'intensité ; la porosité d'une telle accumulation pédimentaire, facilitée par l'hétérogénéité de taille des grains, permet le battement d'une nappe phréatique soumise à des assèchements et les circulations d'eaux continentales riches en silice, vers le substratum.

Contrôle structural

L'étude des déformations successives de la couverture triasique a permis de supposer l'existence de mouvements intratriasiques ; la surrection des parties en relief de la surface antétriasique pendant le dépôt des termes 3 et 4 de la colonne stratigraphique, facilitée par le rejeu vraisemblable des failles SW-NE, aurait provoqué le ploiement et par suite la fracturation précoce des sédiments du substratum.

Il résulte de ces phénomènes l'acquisition d'une perméabilité secondaire importante, responsable de la permanence du phénomène de silicification et des circulations per descensum dans le substratum pendant la période de dépôt des niveaux gréso-carbonatés de la base de l'intervalle 4.

Ces circulations per descensum, dans des fractures, sont sans doute à l'origine des lames quartzeuses de Cantérise-Vinas et peut-être des « filons » du Mendic, localisés sous les zones silicifiées linéaires.

A l'aplomb des reliefs inférieurs, l'intercalation d'un épisode argileux entre les grès et les dolomies en relief joue le rôle d'écran à l'égard des circulations postérieurement à l'ennoyage du relief ; seule la silification contemporaine de l'immersion du relief est donc observable dans ce cas.

b — *Les différents contrôles des minéralisations barytiques*

Contrôle lithostratigraphique

La barytine est exprimée à trois niveaux principaux de la colonne lithostratigraphique : conglomérat, grès (terme 3) et marnes noires, à plaquettes gréso-carbonatées (terme 4) ; en réalité leur présence semble liée essentiellement à un contrôle paléogéographique.

Contrôle paléogéographique : relation avec la surface de transgression

Les indices et concentrations barytiques occupent une position particulière, définie par la paléomorphologie d'une part et par la nature de la roche-support d'autre part, ce qui oblige à envisager une zonalité particulière dans chaque cas.

La liaison avec la surface de transgression est illustrée par la position des amas au sommet des paléocuestas dolomitiques immédiatement à la base des séries argileuses noires (partie moyenne du Trias) directement transgressives sur le socle.

Les grès à ciment barytique sont situés sur les flancs des paléoreliefs, en aval des zones silicifiées, mais ils sont relayés dans le domaine moyennement subsident par les grès à ciment carbonaté ; ils se situent donc à la limite de définition des deux domaines de sédimentation (fig. 27 et 28).

Les teneurs en barytine de la formation argilo-marneuse 4 marquent un enrichissement très net dans le sens domaine moyennement subsident-domaine de haut-fond ; l'apparition de barytine en rognons près du sommet du paléorelief est le résultat ultime de cet enrichissement ; les plaquettes gréso-carbonatées ne sont minéralisées qu'au voisinage de la partie apicale des paléocuestas.

Les amas barytiques couronnent les parties apicales des paléoreliefs dolomitiques ; leur apparition est subordonnée à l'arrêt du processus de silicification, ce qui explique en partie aussi leur localisation au-delà de la limite d'extension des grès et des plaquettes gréso-carbonatées ; seule la silicification partielle et peu étendue vers l'amont, contemporaine de l'immersion, a fossilisé les cavités karstiques qui ont ensuite piégé les dépôts barytiques.

Contrôle structural

Seuls les remplissages de fractures obéissent à un contrôle structural bien apparent.

L'âge de la fracture-support du filon de St-Barthélémy et celui de son remplissage barytique sont difficiles à préciser. Le filon ne traverse pas les argiles versicolores au-delà desquelles n'apparaît qu'une flexure et les deux ensembles de stries (verticales et peu inclinées) témoignent de plusieurs rejeux tardifs (pyrénéens ?) de la caisse filonienne.

Les observations de terrain ont montré que les remplissages de fractures du conglomérat, des grès et des niveaux gréso-carbonatés ne dépassent jamais les limites d'extension des horizons minéralisés : une migration à partir de ces niveaux paraît la plus vraisemblable.

c — *La zonalité paléogéographique*

La zonalité des ciments dans les grès (fig. 27 et 28) : La zonalité observée s'intègre parfaitement dans le cadre de la zonalité des ciments définie par A. Bernard et J.-C. Samama (1968) dans la région de Largentière (Ardèche) ; la chaîne est toutefois incomplète, les ciments sulfurés ou anhydritiques n'étant pas connus dans le secteur.

Le domaine de la cimentation barytique se localise donc entre le domaine de la cimentation siliceuse (vers l'amont) et celui de la cimentation carbonatée (vers l'aval).

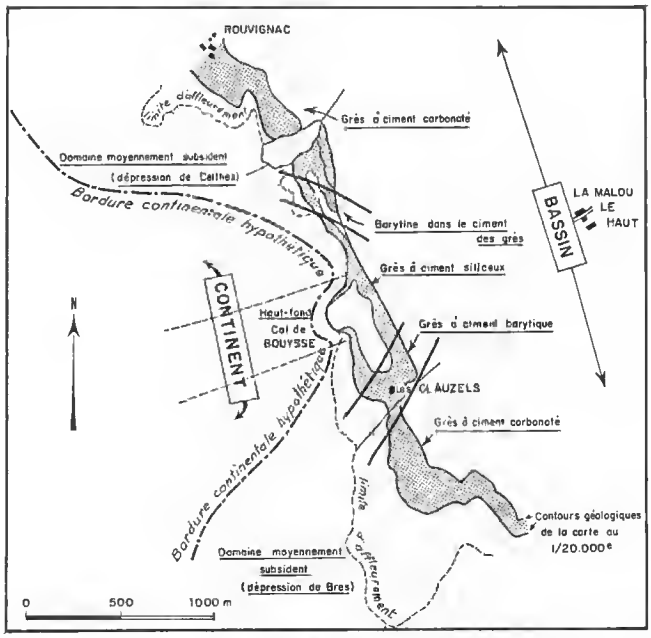


Fig. 27. — Répartition des ciments des grès en fonction de la paléogéographie d'après l'exemple des paléoreliefs de Rocas-col de Bouysse.

Le lieu de rencontre des eaux connées d'imbibition, barytiques et déjà en grande partie débarrassées de la silice, avec des eaux phréatiques sulfatées au sein des accumulations détritiques perméables est le siège d'une cimentation barytique.

Vers l'amont (domaine de haut-fond), la formation perméable verra l'installation d'une nappe phréatique à caractère essentiellement continental ; cette zone sera caractérisée par le dépôt de la silice.

Les fluctuations des divers types de nappes, dues à l'irrégularité des apports ou aux variations climatiques (périodes d'assèchement, etc.) sont, responsables des interférences entre les zones.

A la faveur des irrégularités paléogéographiques, introduites par la morphologie de détail de la bordure continentale, une pénétration du domaine moyennement subsident au-delà des limites d'extension actuelles du domaine haut-fond masque localement cette répartition des ciments mais ne modifie en rien le schéma (fig. 27).

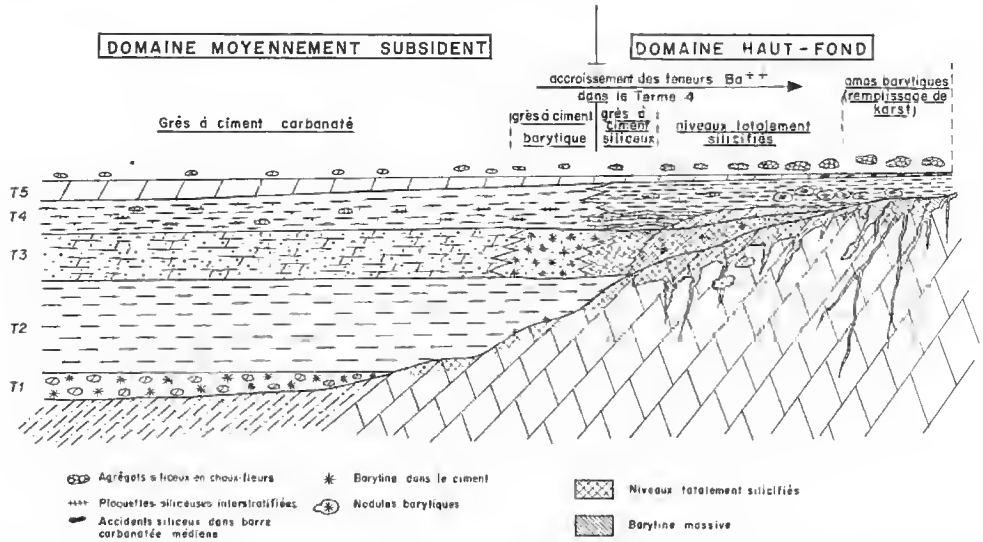


Fig. 28. — Schéma résumant les divers types de zonalité silice-barytine en fonction de la paléogéographie.

La zonalité des concentrations : amas barytiques et amas quartzeux : La zonalité paléogéographique apparente, amas barytiques à la partie apicale des paléoreliefs, amas quartzeux en aval, serait en contradiction avec le modèle précédent ; en réalité, cette zonalité est le résultat d'une différenciation lithologique : la silice est liée au cycle sédimentaire des grès ; le baryum est lié au cycle des argiles et des marnes noires.

L'installation de cette sédimentation argileuse s'est accompagnée de conditions physico-chimiques du milieu différentes de celles qui ont présidé au dépôt des grès.

La rémission des apports détritiques a marqué le recul des influences continentales, l'arrêt du phénomène de dilution du milieu et l'invasion probable de la bordure continentale par le milieu sulfaté lui-même. L'abondance des inclusions anhydritiques des quartz bipyramidés dans le remplissage karstique suffit à nous en persuader.

Les cavités karstiques ainsi immergées ont vraisemblablement représenté des zones de confinement, enrichies en ions So_4, expliquant ainsi la précipitation sélective du sulfate de baryum dans les réceptacles karstiques.

II. INTERPRÉTATION PROPOSÉE

A. — Hypothèses antérieures

Le cadre régional des silicifications et les interprétations antérieures : Sur la bordure du Morvan, les silicifications abondantes affectent le niveau de base de la série sédimentaire directement transgressive sur le socle, du Trias au Sinémurien (Soulé de Lafont, 1967 ; J. Legru et G. Scolari, 1965 ; J. F. Lorenz, 1971). Des phénomènes comparables sont également observables sur la bordure triasique du massif armoricain (J. P. Gautsch et M. Rioult, 1967), sur les bordures sud-est et sud du Massif Central : Charmes sur Rhône (J. C. Samama, 1970), fossé de Bédarieux (E. Servat, 1963), bordure des Cévennes (J. G. Michaud, 1970) et dans le Lodévois et l'Albigeois (B. Gèze, 1949).

Les accumulations barytiques dans les réseaux karstiques développés dans les massifs carbonatés cambriens sont souvent décrites dans la littérature ; elles se produisent toujours près d'une paléosurface, généralement triasique ; sur la bordure méridionale des Cévennes (J. G. Michaud, 1970), au Maroc (P. Huvelin, 1966) et en Sardaigne (Tamburrini, 1966).

Bien des auteurs ont fait appel à l'hypothèse hydrothermale pour expliquer la genèse de ces minéralisations (S. Caillère et F. Kraut, 1964 ; Dangeard *et al.*, 1952). B. Gèze propose l'hypothèse d'une origine climatique des silicifications du Lodévois tandis que de nombreux auteurs considèrent aujourd'hui que les silicifications sont des phénomènes sédimentaires plus ou moins contrôlés par la paléogéographie.

A l'échelle locale, l'hypothèse hydrothermale a été constamment évoquée pour rendre compte des silicifications, des minéralisations barytiques, mais également des minéralisations sulfurées liées au substratum ; ces trois types de minéralisations étaient généralement associés dans un même processus de mise en place, imputable à des venues hydrothermales en liaison soit avec la mise en place du granite hercynien du Faoulat, soit avec les manifestations volcaniques tertiaires.

B. — Le schéma génétique proposé

1. La source des éléments

La longue période d'altération antétriasique, matérialisée par l'absence de dépôts carbonifères et permiens, en climat chaud et humide à saisons alternées, a permis une hydrolyse progressive des minéraux silicatés et la libération de la silice.

Le dosage du baryum (par fluorescence X) en traces dans les principaux types de formations du socle antétriasique a révélé d'importantes teneurs dans les roches granitiques. Ces résultats concordent parfaitement avec les données géochimiques concernant cet élément ; il est contenu en substitution du potassium dans les feldspaths potassiques, dans les biotites des roches acides et non dans les plagioclases.

Les teneurs des roches dolomitiques sont négligeables et inférieures aux limites de sensibilité.

Quel que soit le processus de libération envisagé, il semble que le stock-métal contenu dans les matériaux granitiques (granite du Mendic, du Faoulat, satellites filoniens) soit suffisamment important pour rendre compte des concentrations contenues dans la couverture transgressive.

Le cuivre (et éventuellement l'uranium), élément très mobile, est exporté très rapidement à partir des profils d'altération ; il n'est donc pas étonnant de rencontrer des indices cuprifères à la base même de la série triasique ou dans les premiers niveaux transgressifs.

2. Transport et fixation

Le transport en solution vraie du baryum est probable après lessivage carbonaté des traces contenues dans le socle (A. Bernard et J.-C. Samama, 1968). Cependant une grande partie du baryum est certainement adsorbée sur des minéraux phylliteux du groupe des illites et des montmorillonites avec lesquels il se dépose. L'association du baryum avec le cycle des formations argilo-marneuses noires, à l'échelle du secteur, trouve ici une justification. En outre, les dragages océaniques ont fréquemment ramené des nodules de barytine provenant de sédiments actuels.

L'enrichissement des sédiments près des hauts-fonds ou des lignes de rivage, très net au col de Bonysse, a été observé par D. M. Hirst (1962) dans les sédiments actuels du golfe de Paria (Vénézuela) où le baryum est associé aux minéraux phylliteux.

T. J. Chow et E. D. Goldberg (1960) observent une relation entre le baryum et le cycle biochimique de la matière organique détritique dans les sédiments océaniques : les organismes morts ou les plantes pourraient constituer d'importants pourvoyeurs de baryum. Une fixation de cet élément peut être réalisée par des organismes marins : les tests de certains protozoaires benthiques de l'ordre des Xenophyophoridés contiennent des granules de barytine (Vinogradov, 1953, *in* T. M. Church, 1970). Un tel processus de fixation s'accorde difficilement avec les conditions locales très littorales, toutefois l'association des fortes teneurs en baryum avec less édiments noirs du domaine de haut-fond mérite d'être notée.

La localisation sélective des concentrations dans les cavités karstiques situées à la partie apicale des paléocuestas résulte de la convergence de plusieurs facteurs :

— présence d'un réseau karstique dont les cavités représentent, lors de l'immersion, des zones de confinement vraisemblablement enrichies en sulfates ;

— individualisation proche d'une sédimentation argileuse, plus riche en matière organique, favorable aux apports de baryum ;

— présence locale du haut-fond et proximité du rivage supposé.

Les teneurs très faibles des formations dolomitiques en baryum montrent bien que les concentrations ne peuvent provenir de l'altération des roches supports ; les cavités de dissolution ont seulement joué le rôle de réceptacle à l'égard de la barytine.

Dans le cas particulier de la cimentation des grès, les apports continentaux entraînent le recul vers l'aval de la nappe sulfatée et l'individualisation d'une frange littorale propre

au dépôt de la silice. Les apports de baryum sont en outre réduits dans le cadre de cette sédimentation détritique grossière.

L'évolution physiographique locale, conçue comme l'association des caractères paléogéographiques et climatologiques de l'époque considérée, a donc régi le dépôt des minéralisations barytiques et des accumulations siliceuses et cela en fixant :

— une paléomorphologie : zone de haut-fond et dépressions ;

— les caractères d'une altération : hydrolyse progressive des silicates provoquant la libération de la silice et du baryum ; dissolution des carbonates amenant la formation d'un réseau karstique, réceptacle de la minéralisation ;

— la nature des sédiments, véhicules des éléments libérés.

3. Évolution des concentrations

a — *Concentrations de silice*

Les observations géologiques ont clairement démontré le caractère précoce de la plupart des accidents et formations siliceuses : bréchification des parties silicifiées, remaniements intraformationnels de passées cherteuses, conservation des faciès anhydritiques.

Les milieux sulfatés semblent favorables à la cristallisation de quartz pyramidés.

En fait, le remplacement des carbonates finement cristallins par le quartz micro- à cryptocristallin et le développement des quartz bipyramidés représentent les tout premiers stades de l'évolution du sédiment.

La perméabilité primaire des accumulations gréseuses sur les paléoreliefs et l'évolution structurale du domaine sédimentaire permettent la permanence du dispositif-piège de la silice.

La précipitation de la silice se poursuit à partir d'une nappe phréatique dont les fluctuations affectent une grande surface. Cet apport constant de silice se superpose à l'évolution diagénétique et épigénétique du sédiment originel, masquant ainsi l'importance relative de chacun des phénomènes.

L'évolution diagénétique peut être précisée là où l'intensité du phénomène de silicification est réduite. Dans les niveaux carbonatés, l'évolution diagénétique se manifeste par la corrosion des différents types de quartz : de néoformation ou détritiques ; l'intensité de la corrosion semble d'ailleurs proportionnelle à celle de la recristallisation des carbonates.

Selon P. Demangeon (1966), la silice ainsi libérée participe à la formation de sphérolithes calcédonieux développés tardivement ; les observations microscopiques ont en réalité montré le développement tardif d'agrégats granoblastiques et d'un liséré de silice fibreuse autour de certains quartz originels ; la recristallisation normale du quartz micro- à cryptocristallin disséminé entre les plages carbonatées s'ajoute vraisemblablement aux recristallisations de silice dissoute.

A l'échelle du secteur, les accumulations gréseuses situées à l'aplomb des paléoreliefs ont subi une évolution différente : les apports siliceux ont eu lieu constamment pendant l'évolution du sédiment, masquant ainsi les témoins de l'évolution normale du sédiment.

Les accumulations siliceuses importantes sont le résultat de circulations siliceuses au sein du sédiment, circulations permises pendant une longue période grâce à la porosité

primaire du sédiment originel et à une perméabilité acquise due à un phénomène de fracturation ; le rôle de l'évolution structurale intratriasique est donc primordial ; elle a en outre facilité les circulations per descensum dans les dolomies cambriennes sous-jacentes fracturées.

b — *Concentrations de barytine*

Le dépôt de la barytine est un phénomène précoce ; l'existence de grains détritiques et l'aspect relique des lamelles dans les grès suffisent à le démontrer. Le développement de quartz bipyramidés, puis le remplacement par le quartz microcristallin interviennent ultérieurement.

L'évolution tardive des concentrations barytiques se manifeste par une migration dans les plans de fracture ouverts lors des différents épisodes de déformations qui se sont succédés depuis le Trias jusqu'au tertiaire.

L'hypothèse d'une migration de la barytine, à partir des horizons argileux 4, pourrait expliquer la présence aux Clauzels et près du col de Bouysse d'un réseau de filonnets sécants sur les grès partiellement silicifiés et à ciment barytique (interprétation proposée aux Malines par J.-C. Macquar, 1968).

4. Cas particulier du filon de St-Barthélémy

Il est difficile d'appliquer l'ensemble des données précédemment dégagées au filon de St-Barthélémy.

La similitude de la paragenèse, la présence de quartz bipyramidés au sein des lamelles et d'inclusions solides d'hématite comme dans les amas du col de Bouysse, les données de température de formation comparables suggèrent certes un lien de parenté génétique avec les concentrations précédentes, mais l'analogie s'arrête là.

Dans les Cévennes, J.-C. Macquar (1973) note que certains filons simples à barytine ont pu se former au cours d'un épisode de relâchement entre deux temps de serrage N-S (âge éocène) ou au cours d'une distension N-S (post-jurassique supérieur).

5. Le problème des minéralisations quartzo-cuprifères du substratum paléozoïque

La similitude des paragenèses (quartz à cuivres gris et bournonite, localement barytine), de certaines directions structurales (E-W ; N 160° E) et l'âge sans doute finihercynien plaident en faveur d'une origine commune des minéralisations quartzo-cuprifères du socle et des silicifications triasiques ; néanmoins l'absence de témoins triasiques dans cette zone occidentale, éloignée des affleurements triasiques, rend difficile une telle interprétation.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les résultats acquis au cours de la réalisation de cette étude concernent deux domaines : le substratum paléozoïque et ses minéralisations, et la couverture triasique avec ses concentrations siliceuses et barytiques. L'étude lithologique et stratigraphique, paléogéographique et structurale de la couverture a permis d'esquisser un schéma cohérent des étapes de la mise en place des concentrations siliceuses et des minéralisations barytiques.

Le substratum paléozoïque

L'analyse lithostratigraphique des séries paléozoïques et plus particulièrement des séries carbonatées, destinée à une connaissance plus précise de l'enveloppe des minéralisations d'une part et de la morphologie de la surface de transgression triasique d'autre part, a permis de mettre en évidence un parallélisme avec les séries homologues du versant méridional. Les corrélations latérales ont ainsi permis d'individualiser au niveau du Cambrien inférieur, moyen et du Trémadoc, certains ensembles lithologiques définis par F. Boyer dans la partie sud, et cela malgré l'intensité de la dolomitisation qui affecte les unités carbonatées.

La base de l'Ordovicien étant représentée par un niveau de pélites violettes situé très bas dans la série, le Cambrien supérieur manifeste donc une puissance réduite, constatation importante si l'on considère que l'existence d'une lacune partielle ou totale de cet étage a été proposée dans la partie méridionale.

Les concentrations métallifères liées au substratum paléozoïque

Malgré les difficultés d'observations, deux types de minéralisations caractérisés par une association minérale particulière s'individualisent en deux épisodes successifs (au minimum).

1. Une minéralisation sulfurée complexe
(Pyrite, marcasite, mispickel, blende, galène)

Deux groupes peuvent être distingués :

Groupe Rabasse-Foncerène-Mathet (respectivement encaissés dans les dolomies cambriennes, les pélites avec ou sans amandes calcaires du Cambrien moyen) : La minéralisation est antérieure aux phases de déformations principales de l'orogenèse hercynienne.

Ces minéralisations seraient reprises, modelées, dans certains cas reconcentrées lors de l'orogenèse hercynienne, avant la mise en place des granites et des microgranites.

Groupe Bournac-Fontaine des Allemands-Ravin des Usclades (pélites et grès infracambriens et granite) : L'ordre d'apparition des minéraux est comparable à celui du groupe

précédent ; cependant les relations avec les structures ne peuvent être précisées. Certaines observations attestent l'existence de préconcentrations sulfurées et arsenicées (pyrite et mispickel) dans les formations détritiques infracarbonatées cambriennes.

La présence de stibine et d'une minéralisation cuprifère est à rapporter à une phase de minéralisation plus tardive.

2. Une minéralisation essentiellement cuprifère

(Bournonite, cuivre, grès, chalcopyrite et pyrite contenant accessoirement de la stibine)

Elle est associée aux filons de quartz ou aux minerais sulfurés précédents. La présence locale de stibine (Bournac, Le Coural), l'association C_u-P_b dans les filons à galène-bournonite (Argenneuves, la Rode Haute) pourraient résulter d'une différenciation géochimique de certains éléments localement en excès (P_b, S_b, C_u) dans le cadre plus général de la mise en place des filons de quartz à sulfoantimoniures de cuivre et de plomb.

Cette minéralisation est en grande partie postérieure à la mise en place des granites et des microgranites ; elle serait contemporaine d'une phase de distension tardi- ou finihercynienne.

La couverture triasique

1. Sur le plan lithologique et stratigraphique

L'ensemble des caractères lithologiques a permis de subdiviser la série en trois parties.

La partie inférieure comprend un conglomérat de base (anciennes éluvions antétriasiques peu remaniés), un terme argileux à argilo-gréseux (individualisation locale de gypse au sommet) d'âge sans doute Muschelkalk inférieur à moyen et un terme gréseux passant verticalement à un poudingue quartzeux d'âge Muschelkalk supérieur. Cet ensemble se caractérise par les teintes rutilantes, l'abondance des matériaux détritiques grossiers et la nature de la phase argileuse : illite ou minéral micacé.

La partie moyenne (Keuper inférieur, moyen et supérieur p.p.) marque la fin de la sédimentation détritique grossière, l'individualisation des carbonates en bancs, l'apparition des teintes plus sombres et l'évolution de la phase argileuse avec la présence constante de kaolinite : les changements des conditions physico-chimiques du milieu de dépôt, attestés en outre par l'abondance des pseudomorphoses de cristaux de sel et des facules d'anhydrite dans les néoformations quartzeuses, traduisent une évolution du domaine continental : les altérations sont certainement plus intenses sur des reliefs en voie d'aplanissement ou partiellement ennoyés, peut-être favorisées par l'installation d'un couvert végétal.

La partie supérieure (Keuper supérieur et Rhétien) est caractérisée par une évolution vers la réduction des apports continentaux (la morphologie antétriasique étant en grande partie ennoyée) et par l'installation d'un domaine plus confiné (dolomie de « précipitation

directe » ; niveaux de gypse) ; de légères pulsations épirogéniques et une destruction partielle de l'équilibre biostasique ou de simples divagations saisonnières pourraient rendre compte de la réapparition, au Rhétien, des détritiques grossiers.

2. Sur le plan paléogéographique

A l'échelle locale, on note donc le rôle fondamental d'une morphologie de détail de la bordure continentale (paléocuestas importantes), dont la prolongation vers le centre du bassin paraît douteuse ; l'influence de cette morphologie se traduit par l'individualisation locale de deux domaines de sédimentation :

— *Le domaine moyennement subsident*, caractérisé par une succession relativement complète des termes inférieurs, généralement épais ; à plusieurs niveaux, les reliefs isolent à l'avant de la transgression des lagunes paraliques qui permettent localement une sédimentation carbonatée (dolomies cristallines de base).

— *Le domaine de haut-fond*, marqué par l'absence des termes de la partie inférieure du Trias, à l'exclusion de la partie sommitale du terme gréseux 3, et par un important passage latéral de faciès au niveau de la partie moyenne du Trias ; cette variation se traduit par l'individualisation de marnes noires, admettant à leur base des passées carbonatées oolithiques, par le développement de la composante carbonatée et l'enrichissement spectaculaire en concrétions siliceuses ainsi que par l'existence de nombreux remaniements intraformationnels.

L'abondance des caractères continentaux ne doit pas faire oublier l'existence d'indices d'une position en aval (épaisseur somme toute importante de la série ; homogénéité lithologique relative ; présence des pseudomorphoses de sel ; reliquats anhydritiques dans le quartz) ; ces indices sont, dans l'ensemble, masqués par les dilutions intenses qui accompagnent les apports continentaux.

A l'échelle régionale, le secteur considéré semble avoir joué le rôle d'un vaste haut-fond entre le bassin permien de Lodève et de St-Affrique, haut-fond dont l'existence est sensible au Buntsandstein supérieur.

3. Sur le plan structural

La succession des évènements s'établit comme suit :

période antétriasique : fractures SW-NE qui induisent l'élaboration de la morphologie antétriasique ;

au Trias (partie moyenne et peut-être inférieure) :

— rejeu probable des failles SW-NE,

— surrection des paléoreliefs pendant la sédimentation (dômes et brachyanticlinaux) et rejeu d'une structure linéaire (bordure continentale ou faille bordière) : anticlinaux NNW-SSE ;

au Tertiaire :

— rejeu en décrochement de la plupart des accidents,

— surrection et extrusion des parties dures du substratum (paléoreliefs en dômes et anticlinaux allongés) provoquent :

- des plis renversés avec schistosité de plan axial (marnes noires),
- des glissements banc par banc, fracturation des bancs et des flancs de structures.

D'une part la permanence des directions structurales hercyniennes dans la couverture, d'autre part la superposition et la similitude des déformations intratriasiques puis tertiaires et des structures paléomorphologiques antétriasiques ainsi que leur similitude illustrent clairement la notion d'héritage structural et la pérennité du rôle de la morphologie antétriasique.

Silicifications et minéralisations barytiques

Le résultat fondamental est la démonstration d'une origine sédimentaire des deux phénomènes contrôlés par la transgression, la paléogéographie (haut-fond, réseau karstique) et favorisés par les déformations précoces.

Un processus évolutif de silicification est en tous points contemporain de l'immersion par les eaux transgressives, mais précède l'ennoyage sédimentaire du lieu considéré. Lorsque les conditions paléogéographiques (position de haut-fond ; dépôt des grès ou des plaquettes carbonatées surincombantes) et structurales sont réunies, la silicification atteint une intensité maximum ; le phénomène est alors entretenu par les caractères physiques du système (porosité primaire des grès, perméabilité secondaire due à la fracturation) qui permettent le battement d'une nappe phréatique riche en silice et les circulations per descensum.

Les similitudes de certains caractères des filons de quartz à cuivre (finihercyniens) et de ceux des zones silicifiées (directions structurales, nature du remplissage, paragenèse minérale, silicification) plaident en faveur d'une parenté génétique ; l'hypothèse d'un remplissage à partir de la surface de transgression triasique ne peut être exclue.

Les cavités karstiques servent de réceptacle aux dépôts barytiques, constamment remaniés lors de la progression de la transgression.

Une évolution complexe diagénétique, puis épigénétique (migration dans les fractures tardives) est responsable de l'allure actuelle de ces formations.

Derrière une distribution complexe de la silice et de la barytine (ciment de certains niveaux, concentrations importantes), on retrouve assez clairement deux types de zonalités.

La zonalité des ciments des grès, définie par A. Bernard et J.-C. Samama (1968) peut s'établir localement de la manière suivante : ciment siliceux dans le domaine de haut-fond, ciment barytique dans un domaine intermédiaire, ciment carbonaté dans le domaine moyennement subsident.

La zonalité paléogéographique des dépôts importants résulte de la superposition d'un contrôle purement lithostratigraphique à un contrôle paléomorphologique et paléogéographique :

— la silice est liée au cycle des grès et s'accumule dans le cadre d'une sédimentation à caractère continental dominant (partie inférieure du Trias),

— la barytine est liée au cycle des argiles et marnes noires et se dépose pendant une période marquée par la rémission des apports détritiques et les indices d'un milieu plus confiné.

En réalité, la différence entre ces deux types de zonalités résulte d'une différence de

position du domaine sulfaté ; déplacé vers l'aval, pendant le dépôt des grès (introduction d'une frange littorale propre à l'accumulation siliceuse), il envahit la bordure continentale lors du dépôt des marnes noires (par ailleurs riches en baryum), facilitant la précipitation du sulfate de baryum.

Le triple héritage

1. Héritage physiographique

Le dépôt de la silice et de la barytine est contrôlé par la paléomorphologie, stade ultime d'une évolution continentale ; l'utilisation des caractéristiques, tant lithologiques que structurales, du bâti hercynien a permis l'édification d'une morphologie complexe (paléocuestas) et d'un réseau karstique qui a fonctionné comme piège de la barytine.

2. Héritage structural

Le rejeu des accidents tardihercyniens contrôle et induit la paléogéographie ; les déformations intratriasiques, puis tertiaires, se modèlent le plus souvent sur la morphologie de la surface antétriasique.

3. Héritage géochimique

Les teneurs des roches granitiques en éléments en traces (abondance du baryum, teneurs négligeables en P_b, Z_n) concordent avec la nature des minéralisations de la couverture transgressive ; le rôle mineur des concentrations localisées dans le substratum, relativement au stock-métal en traces, est encore illustré par cet exemple régional.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Allègre, C. J., J. Hamet et M. Javoy, 1968. — Étude des rapports isotopiques 87 S_r/86 S_r et 18 O/16 O du massif granitique du Folat et de ses satellites filoniens. Datation et pétrogenèse. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **266** : 2180-2183.

Arthaud, F., et M. Mattauer, 1969. — Sur les décrochements NE-SW senestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8 : 290-291.

Aubague, M., 1967. — Le Trias du Lodévois et de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, n° 6 : 43-60.

Aubague, M., J.-P. Prouhet et M. Slansky, 1966. — Caractérisation des milieux de sédimentation et recherche de nouveaux gîtes P_b, Z_n en zone caussenarde. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, n° 1 : 87-122.

Barrabe, L., et J. Orcel, 1945. — Rapport géologique préliminaire sur les gîtes métallifères de l'extrémité orientale des Monts de l'Est de Lacaune et plus particulièrement ceux des concessions de La Barre-Corbières et de Brusque. Rapport inédit.

Bernard, A., 1961. — Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse E.N.S.G.A.P.M., Nancy, 640 p., *Sciences Terre*, Nancy, **7** (3 et 4) : 125-403.

— 1971. — La sédimentation intrakarstique. Publ. Assoc. géol. Sud-Ouest, Journées de Castres, 16-18 déc. 1971 : 117-130.

Bernard, A., et F. Foglierini, 1961. — Aperçu sur le Trias métallifère en France. Coll. Trias. Montpellier : *Mém. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, n° 15 : 635-650.

Bernard, A., et J.-C. Samama, 1968. — Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois. *Mém. Sciences Terre*, Nancy, n° 12, 106 p.

Bernard, A., et J.-C. Samama, 1970. — A propos du gisement de Largentière (Ardèche). Essai méthodologique sur la prospection des « Red-Beds » plombo-zincifères. *Sciences Terre*, Nancy, **15** (3) : 207-261.

Bien, G. S., D. E. Contois & W. H. Thompson, 1959. — The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. Symp. sil. in sed., *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Sp. Publ., n° 7 : 20-35.

Birot, P., 1959. — Précis de géographie physique générale. A. Colin. Paris, 403 p.

Blayac, J., A. Michel Levy et M. Thoral, 1932. — Sur un conglomérat de base dans le Cambrien des Monts de Lacaune et sur l'âge antécambrien des formations granitiques du Mendic, près de Graissessac. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **198** : 489-490.

Bonte, A., 1956. — Sur la genèse des quartz bipyramidés. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.* : 253-254.

Boyer, F., 1962. — Succession caractéristique et niveaux repères dans le paléozoïque de la région de Carcassonne à St-Pons (Montagne Noire, Aude, Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., **4** : 572-575.

Boyer, F., et R. Guiraud, 1966. — Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., **6** : 515-522.

Boyer, F., et P. Routhier, 1958. — Observations sur deux niveaux minéralisés dans le paléozoïque inférieur des Monts du Minervois (Montagne Noire, Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6e sér., **8** : 257-266.

Brunel, M., 1972. — Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le granite préhercynien

du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif central français). Thèse de 3e cycle, Montpellier, 88 p.

Busson, G., 1971. — Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse Doct. Sci. nat., Paris, 464 p.

Caillère, S., et F. Kraut, 1964. — Étude pétrographique du Lias silicifié de la région d'Avallon. *Bull. Seres Carte géol. Fr.*, **60** (277) : 35-44.

Carron, J.-P., 1958. — Étude géologique du massif du Folat (Hérault). D.E.S., Paris, 76 p.

— 1960. — Le massif du Folat-Devèze (Hérault) et ses satellites filoniens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **11** : 181-183.

Chow, T. J., & E. D. Goldberg, 1960. — On the marine geochemistry of barium. *Geochim. cosmochim. Acta*, **20** : 192-198.

Church, T. M., 1970. — Marine barite. Dissert. Doct. Phil. Chemistry, Univ. California, San Diego (extrait).

Courel, L., 1964. — Barytine sédimentaire dans le Trias de la bordure nord-est du Massif central. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4 : 147.

— 1970. — Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Doct. Sci. nat., Dijon, 358 p.

Courtessole, R., et J. Seguier, 1971. — Une nouvelle faune à Paradoxides dans le Cambrien terminal du versant sud de la Montagne Noire (Nord de Carcassonne, Aude). *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5 : 281-283.

Dangeard, L., L. Berthois et C. Pareyn, 1952. — Sur le Trias silicifié et barytinifère de La Pernelle (Manche). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **235** : 440.

Dapples, E. C., 1959. — The behavior of silica in diagenesis. Sym. Sil. in Sed., *Soc. Econ. Paleont. and Miner.*, nº 7 : 36-54.

Demangeon, P., 1966. — A propos des quartz anthigènes des terrains salifères. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, **89** : 484-487.

Doubinger, J., et G. Cheylan, 1964. — Sur un gisement à Plantes du Trias de Lodève. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9 : 399-401.

Elloy, R., 1956. — Étude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du massif granitique du Mendic. D.E.S., Paris, 66 p.

Evrard, E., 1952. — Étude géologique de La Rabasse. Rapport inédit.

Fuchs, Y., 1963. — Contribution à l'étude géologique et métallogénique du dôme de Vimenet (Aveyron). *Sciences Terre*, **9** (3) : 263-291.

Gall, J.-C., 1971. — Faunes et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. Thèse Doct. Sci. nat., Strasbourg.

Gautsch, J.-P., et M. Riouet, 1967. — Paléogéographie et minéralisations stratiformes des petits bassins infraliasiques du Cotentin. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, **6** : 61-81.

Gèze, B., 1949. — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **29** (1-3), mém. 62 : 1-215.

Ginocchio, A., 1943. — Étude géologique de la mine de La Rabasse. Rapport inédit.

Gonord, H., 1966. — Contribution à l'étude des gisements minéraux de la région est de la Montagne Noire. Thèse 3e cycle, Montpellier, 150 p.

Grandjean, A., 1935. — Étude géologique des concessions de la Barre-Corbières et Vinas. Rapport inédit.

Hamet, J., et C. J. Allègre, 1973. — Datation 87 R_b-87 S_r du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'Est de la Montagne Noire. Un exemple de relations entre pluton et volcans. *Contr. Miner. Petrol.*, **38** (4) : 291-298.

HIRST, D. M., 1962. — The geochemistry of modern sediments from the gulf of Paria, Part 1 : the relationship between the mineralogy and the distribution of major elements. *Geochim. cosmochim. Acta*, Oxford-New York, **26** : 309-334.

HOFFMANN, T., 1969. — Barite deposits on the « Montagne Noire », Southern France. *Miner. Deposita*, Heidelberg, **4** (3) : 260-274.

HUVELIN, P., 1966. — Karsts minéralisés en barytine du Djebel Irhoud (Jebilet, Maroc). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **263** : 328-331.

KINGSBURY, A., 1922. — Rapport géologique sur la concession des mines de l'Orb. Rapport inédit.

KRAUSKOPF, K. B., 1959. — The geochemistry of silica in sedimentary environments. Symp. Sil. in Sed., *Soc. of Econ. Pal. and Miner.*, Sp. Publ., nº 7 : 4-19.

LAGNY, Ph., 1971. — Les minéralisations plombo-zincifères de la région d'Auronzo (province de Belluno, Italie) : remplissage paléokarstique d'âge Anisien supérieur. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **273** (18) : 1539-1542.

LEBOUCHÉ-BERNET ROLLANDE, M.-C., 1972. — Étude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France. Thèse Doct. Sci. nat., Paris-Sud.

LEENHARDT, R., 1972. — Le gîte plombo-zincifère de la Croix de Pallières. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, 2e sér., sect. II, nº 3 : 1-21.

LEGHU, J., et G. SCOLARI, 1965. — Hypothèse sur l'origine de la silice et de la fluorine de l'assise de base de la transgression secondaire de la bordure occidentale du Morvan. *C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr.* : 305-307.

LORENZ, J.-F., 1971. — Sur l'âge sinémurien des lambeaux de terrains sédimentaires silicifiés sur la partie Centre-Nord du Morvan (région de St-Aignan, Nièvre). *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, 2e sér., sect. I, nº 1 : 35-45.

LUCAS, J., 1962. — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation (études sur les argiles du Trias). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, **23**.

MACQUAR, J.-C., 1968. — Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la bordure méridionale des Cévennes. Le Trias de la région des Malines (Gard). Relations entre les minéralisations plombo-zincifères, la lithologie et la structure. Thèse 3e cycle, Paris, 2 t. : 1-122 et 1-89.

— Évolution tectonique post-hercynienne du domaine péri-cévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)* (à paraître).

MACQUAR, J.-C., J.-G. MICHAUD, Ph. BERNIER, J.-P. PALUT et A. ZISERMANN, 1970. — Contribution à la recherche des gisements métallifères cachés. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, sect. II, nº 1 : 27-65.

MARTIN, C., 1963. — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. D.E.S., Montpellier.

MATTEI, J., 1961. — Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. Coll. Lias français. *Mém. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, nº 4 : 743-756.

MILLOT, G., 1960. — Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **13** (4) : 129-146.

MILLOT, G., J. PERRIAUX et J. LUCAS, 1961. — Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **14** (4) : 91-100.

ORCEL, J., et C. BERTHELOT, 1930. — Les minerais. Baillère, Paris.

PLAZIAT, J.-G., et A. DESPRAIRIES, 1969. — Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine : mode de formation et répartition paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., **11** : 400-406.

POTY, B., 1963. — Sur l'origine du filon de quartz du Faymont (Vosges). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **256** (6) : 1324-1325.

REVELLE, E., et K. O. EMERY, 1951. — Barite concretion from the ocean floor. *Bull. geol. Soc. Am.*, New York, **62** (7).

RICOLVI, M., 1966. — Contribution à l'étude hydrogéologique des sources thermominérales d'Avène. D.E.S., Montpellier, 17 p.

RICOUR, J., 1962. — Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 471 p.

ROQUES, M., et M. VACHETTE, 1970. — Age au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **270** : 275-278.

ROUTHIER, P., 1963. — Les gisements métallifères. Masson, Paris, 2 vol., 1282 p.

— 1967. — Le modèle de la genèse. Quelques concepts fondamentaux en Pétrologie et en Métallogénie. Modèle des théories métallogéniques. *Chron. Mines Rech. min.*, n° 363 : 177-190.

ROUVIER, H., 1971. — Minéralisations plombo-zincifères et minéralisations karstiques. Exemple tunisien : le gisement du Djebel-Hallouf. *Miner. Deposita*, **6** (3) : 196-208.

SAMAMA, J.-C., 1970. — Description et interprétation d'une concentration d'antimoine en milieu lagunaire : l'indice de Charmes-sur-Rhône. *Bull. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, 2e sér., sect. II, n° 2 : 1-11.

— 1971. — L'apport métallifère continental. Publ. Assoc. Géol. Sud-Ouest. Journées de Castres, 16-18 déc. 1971 : 1-16.

SÉGURET, M., et F. PROUST, 1965. — L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., **7** : 85-92.

SERVAT, E., 1961. — Observation sur le Trias de la bordure méridionale du Massif central. Coll. sur le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mém. Bur. Rech. géol. minières (Fr.)*, n° 15 : 275-291.

SOULE DE LAFONT, D., 1967. — Les gîtes de fluorine stratiformes de la bordure nord du Morvan. *Chron. Mines Rech. min.*, n° 361 : 85-108.

TAMBURRINI, D., 1966. — Un esempio di depositione supergenica di baritina. *Periodico Miner.*, Roma, **35** (2) : 403-430.

THORAL, M., 1935. — Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **38** (192) : 319-637.

VACHETTE, M., 1967. — Étude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif central français. *Annls Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, Géol. et Minér., n° 36, fasc. 16 : 31-76.

WALKER, T. E., 1962. — Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks. *Bull. geol. Soc. Am.*, **73** : 237-242.

Manuscrit déposé le 19 septembre 1973.

Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris, 3e sér., n° 214, mars-avril 1974, Sciences de la Terre 34 : 1-93.

Achevé d'imprimer le 30 septembre 1974.

IMPRIMERIE NATIONALE

4 564 001 5

Recommandations aux auteurs

Les articles à publier doivent être adressés directement au Secrétariat du *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle*, 57, rue Cuvier, 75005 Paris. Ils seront accompagnés d'un résumé en une ou plusieurs langues. L'adresse du Laboratoire dans lequel le travail a été effectué figurera sur la première page, en note infrapaginale.

Le *texte* doit être dactylographié à double interligne, avec une marge suffisante, recto seulement. Pas de mots en majuscules, pas de soulignages (à l'exception des noms de genres et d'espèces soulignés d'un trait).

Il convient de numéroter les *tableaux* et de leur donner un titre ; les tableaux compliqués devront être préparés de façon à pouvoir être clichés comme une figure.

Les *références bibliographiques* apparaîtront selon les modèles suivants :

Bauchot, M.-L., J. Daget, J.-C. Hureau et Th. Monod, 1970. — Le problème des « auteurs secondaires » en taxionomie. *Bull. Mus. Hist. nat., Paris*, 2e sér., **42** (2) : 301-304.

Tinbergen, N., 1952. — The study of instinct. Oxford, Clarendon Press, 228 p.

Les *dessins* et *cartes* doivent être faits sur bristol blanc ou calque, à l'encre de chine. Envoyer les originaux. Les *photographies* seront le plus nettes possible, sur papier brillant, et normalement contrastées. L'emplacement des figures sera indiqué dans la marge et les légendes seront regroupées à la fin du texte, sur un feuillet séparé.

Un auteur ne pourra publier plus de 100 pages imprimées par an dans le *Bulletin*, en une ou plusieurs fois.

Une seule épreuve sera envoyée à l'auteur qui devra la retourner dans les quatre jours au Secrétariat, avec son manuscrit. Les « corrections d'auteurs » (modifications ou additions de texte) trop nombreuses, et non justifiées par une information de dernière heure, pourront être facturées aux auteurs.

Ceux-ci recevront gratuitement 50 exemplaires imprimés de leur travail. Ils pourront obtenir à leur frais des fascicules supplémentaires en s'adressant à la Bibliothèque centrale du Muséum : 38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris.

MUSEUM
NATIONAL
D'HIST.NAT.